



**RUI JORGE BRAGA
DE OLIVEIRA**

**CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA, EXPLORAÇÃO E
TRATAMENTO DE ROCHAS GRANITO-
MIGMATÍTICAS DA PEDREIRA SACRAMENTO
(OLIVEIRA DE AZEMÉIS)**



**RUI JORGE BRAGA
DE OLIVEIRA**

**CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA, EXPLORAÇÃO E
TRATAMENTO DE ROCHAS GRANITO-
MIGMATÍICAS DA PEDREIRA SACRAMENTO
(OLIVEIRA DE AZEMÉIS)**

Dissertação apresentada à Universidade de Aveiro para cumprimento dos requisitos necessários à obtenção do grau de Mestre em Engenharia Geológica, realizada sob a orientação científica da Professora Doutora Maria Helena Accioli Homem Mendes, Professora Auxiliar do Departamento Geociências da Universidade de Aveiro e do Professor Doutor Fernando Ernesto Rocha de Almeida, Professor Associado do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro.

Aos meus pais e ao meu irmão, pela confiança e força.

o júri

presidente

Professor Doutor Jorge Manuel Pessoa Girão Medina
Professor Auxiliar do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro

orientador

Professora Doutora Maria Helena Acciaioli Homem Mendes
Professora Auxiliar do Departamento Geociências da Universidade de Aveiro

co-orientador

Professor Doutor Fernando Ernesto Rocha de Almeida
Professor Associado do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro

arguente

Professora Doutora Maria dos Anjos Marques Ribeiro
Professora Associada da Faculdade Ciências da Universidade do Porto

agradecimentos

Agradeço a todas as pessoas que interagiram comigo durante a execução deste trabalho pela oportunidade e ajuda, sem as quais não teria sido possível realizar este trabalho.

Agradeço aos meus orientadores, Professores Maria Helena Mendes, Fernando Almeida e José Francisco Santos, por todo o apoio durante a realização do trabalho e por todo o tempo despendido na elaboração deste trabalho, sobretudo por terem estado disponíveis para trabalhar à distância.

À Manuela Jorge agradeço o apoio na confecção das lâminas delgadas e pela amizade.

Ao senhor Graça agradeço a disponibilidade em levar o grupo de trabalho ao campo.

À Cristina Sequeira e à Denise Terroso agradeço a disponibilidade em efectuar as análises às amostras.

Ao Professor Edward W. Sawyer, da Universidade do Québec, em Chicoutimi (UQAC), Canadá, agradeço a atenção e simpatia em disponibilizar-me um exemplar do seu livro *Atlas of Migmatites*. Esta obra foi fundamental na introdução da temática dos migmatitos e no seu reconhecimento posterior em campo.

Um agradecimento à empresa Pedreiras Sacramento, Lda., por ter permitido as diversas visitas da equipa de trabalho às instalações da pedreira e de tratamento dos produtos extraídos. Um agradecimento à Engenheira Cláudia Pontes pela disponibilidade nas visitas à pedreira.

Um agradecimento especial a dois professores que me acompanharam e têm sido bons mentores no desenvolvimento das minhas capacidades de investigador, professora Florinda Costa (DFIS/UA) e professor Bento Caldeira (DFIS/UEVORA). Ainda ao Professor Bento Caldeira um agradecimento especial pela confiança que tem tido durante o tempo que tenho trabalhado no Centro de Geofísica de Évora. Aos professores Bento Caldeira e José Borges (DFIS/UEvora) agradeço toda a disponibilidade nas minhas deslocações à UA para terminar este trabalho.

Ao Samuel Neves agradeço a disponibilidade em substituir-me em algumas ocasiões de trabalho, para que pudesse reunir-me com os meus orientadores.

Aos meus pais e irmão por acreditarem em mim e pela força. Ao meu irmão agradeço a ajuda a carregar amostras de rocha nas idas ao campo em que me acompanhou.

À tia Ilda pelo ensinamento: *desistir é para os fracos*.

Uma palavra especial aos meus bons amigos, Nuno Brites e Cátia Alves, pela amizade, apoio e confiança.

Bem hajam!

palavras-chave

Rochas de alto grau metamórfico, migmatitos (metatexitos, diatexitos), granitos milonitizados, D3 varisca, cisalhamento Porto-Tomar, agregados produzidos na Pedreira Sacramento, Oliveira de Azeméis, Zona de Ossa-Morena.

resumo

Este trabalho corresponde ao estudo das litologias aflorantes na área envolvente à Pedreira de Sacramento (Oliveira de Azeméis - Travanca) e ao estudo dos agregados produzidos na pedreira.

Os estudos realizados permitem reconhecer três litologias principais: micaxistos biotíticos com silimanite e migmatização incipiente, migmatitos (metatexito e diatexito) e granitos milonitizados. Todas as litologias foram afectadas pela fase regional D3 varisca e pelo cisalhamento Porto-Tomar.

Os micaxistos biotíticos com silimanite e migmatização incipiente passam, gradualmente, a migmatitos de carácter nítido à escala do afloramento. Os migmatitos, ocorrem com morfologia metatexito e diatexito, controlada, essencialmente, pelas estruturas D3 - cisalhamento. Os diatexitos são encontrados em locais mais próximos de afloramentos de granito. Os granitos são de duas micas e foram deformados pelo cisalhamento como testemunham as texturas protomiloníticas e miloníticas.

As rochas de alto grau metamórfico, foram sujeitas, no período sintectónico com a fase D3 varisca, a metamorfismo orogénico, em condições da zona da silimanite, topo da fácies anfibolítica.

Na Pedreira Sacramento são identificados migmatitos (metatexito e diatexito) e granito milonitizado, com características análogas às dos mesmos tipos de rochas encontradas na área envolvente. Os estudos realizados confirmam os dados obtidos previamente por Santos et al. (2012) e mostram que o contacto geológico entre os migmatitos e o granito milonitizado tem uma orientação geral NW-SE.

Nos agregados produzidos na Pedreira Sacramento, o estudo petrográfico realizado mostra que os fragmentos de brita são, essencialmente, de granitos de duas micas deformados e que nos tout-venants predominam os fragmentos de migmatitos com alguns fragmentos de granito deformado. O estudo granulométrico indica que os agregados evidenciam um processo de fragmentação/classificação distinto do processo representado pelas curvas fornecidas pela pedreira. A aplicação do algoritmo, às composições, determinadas analiticamente, permitiu estimar a composição mineralógica normativa das amostras. No conjunto, os resultados obtidos sugerem que o produto designado “granito azul - material de 1ª qualidade” seja proveniente da litologia granito deformado, aflorante na parte mais a norte da pedreira e que o produto designado “granito castanho - material de 2ª qualidade”, corresponda a migmatitos (metatexito e diatexito).

keywords

High grade metamorphic rocks, migmatites (metatexites, diatexites), mylonitized granites, D3 variscanm Porto-Tomar shear, aggregates produced at the Sacramento quarry, Oliveira de Azeméis, Ossa-Morena Zone.

abstract

This work corresponds to the study of outcropping lithologies in the area surrounding Sacramento quarry (Oliveira de Azeméis - Travanca) and the study of aggregates produced at the quarry.

The studies allow us to recognize three main lithologies: biotite mica schists with sillimanite and incipient migmatization, migmatites (metatexites and diatexites) and mylonitized granites. All lithologies have been affected by regional phase D3 Variscan and the Porto-Tomar shear.

The biotite mica schists with sillimanite and incipient migmatization pass gradually to migmatites patent at outcrop scale. The migmatites occur with metatexite and diatexite morphologies, controlled essentially by D3 - shear structures. The diatexites are found in locations closer granite outcrops. The two mica granites are deformed by shear, attested by protomylonitic and mylonitic textures.

The high-grade metamorphic rocks were subjected in sin-tectonic period with D3 Variscan stage, orogenic metamorphism under conditions of the sillimanite zone, amphibolite facies top.

The Sacramento quarry migmatites (metatexites and diatexites) and mylonitized granite, analogous to the same types of rocks found in the surrounding area characteristics are identified. The studies have confirmed the data previously obtained by Santos et al. (2012) and show that the geological contact between the migmatites and the granite mylonitized has a general NW-SE orientation.

In aggregates produced at Sacramento quarry, the petrographic study shows that the fragments of crushed rock are essentially of two mica deformed granites and that in outcrops predominate fragments of migmatites with fragments of deformed granite. The granulometric study indicates that the aggregates show a fragmentation/classification process represented by the curves provided by the quarry. The application of the algorithm to analytical compositions allowed us to estimate the normative mineralogical composition of the samples. Taken together, the results suggest that the product designated "blue granite - 1st quality stuff" comes from deformed granite lithologies, outcropping in northernmost part of the quarry, and the product described "brown granite - 2nd quality stuff" matches migmatites (metatexites and diatexites).

Índice

Índice.....	1
Índice de figuras.....	5
Índice de tabelas.....	11
Capítulo 1. Introdução.....	13
1.1. Enquadramento do tema da dissertação.....	13
1.2. Objectivos gerais do trabalho.....	13
1.3. Estrutura do relatório.....	13
Capítulo 2: Enquadramento geológico da área estudada.....	15
2.1. Maciço Ibérico.....	15
2.1.1. Zonas geotectónicas.....	17
2.1.1.1. Zona Cantábrica.....	18
2.1.1.2. Zona Astúrica Ocidental Leonesa.....	18
2.1.1.3. Zona de Galiza e Trás os Montes.....	19
2.1.1.4. Zona Sul-Portuguesa.....	20
2.1.1.5. Zona Centro-Ibérica.....	20
2.1.1.6. Zona de Ossa-Morena.....	25
2.1.1.6.1. Zona Ossa Morena – sector NW, entre Espinho e Oliveira de Azeméis....	26
2.1.2. Geologia da área estudada.....	28
2.1.2.1. Unidade da Lourosa (idade proterozóica).....	29
2.1.2.2. Formação de São João de Ver (idade ordovícica).....	30
2.1.2.3. Granitóides da faixa blastomilonítica de Oliveira de Azeméis.....	30
Capítulo 3: Migmatitos, definições e características principais.....	33
3.1. Introdução.....	33
3.2. Migmatitos e as suas partes constituintes.....	33
3.2.1. Principais constituintes de um migmatito.....	34

3.2.2. Termos específicos para o neossoma de um migmatito, segundo a nomenclatura seguida por Sawyer (2008).....	37
3.2.3. Termos para outras partes de um migmatito	41
3.3. Classificação morfológica dos migmatitos.....	42
3.3.1. Divisão morfológica de primeira ordem: metatexito e diatexito.....	42
3.3.2. Divisão morfológica de segunda ordem	44
Capítulo 4: Descrição e estudo das litologias aflorantes na área de estudo.....	47
4.1. Relações de campo	47
4.1.1. Micaxistos biotíticos com silimanite, localmente migmatizados	51
4.1.2. Migmatitos (metatexitos e diatexitos)	53
4.1.3. Granitóides deformados.....	56
4.1.4. Afloramentos da pedreira de Sacramento.....	56
4.2. Petrografia	58
4.2.1. Micaxistos biotíticos. com silimanite, localmente migmatizados	58
4.2.2. Migmatitos (metatexitos e diatexitos)	61
4.2.2.1. Metatexitos	61
4.2.2.1.1. Melanossoma	62
4.2.2.1.2. Leucossoma	62
4.2.2.2. Diatexitos.....	62
4.2.3. Granitos deformados	63
Capítulo 5: Descrição e estudo dos materiais produzidos na Pedreira Sacramento	65
5.1. Pedreira Sacramento	65
5.2. Desmonte e tratamento do material extraído da pedreira	66
5.3. Fragmentadores e granuladores	67
5.4. Materiais produzidos na pedreira	68
5.5. Análise petrográfica das amostras	69
5.6. Análise granulométrica.....	71
5.7. Difraccção de Raios-X	75

5.8. Fluorescência de Raios-X.....	76
5.9. Algoritmo para estimar composição mineralógica normativa.....	76
5.10. Considerações finais sobre o estudo dos agregados produzidos na pedreira	80
Capítulo 6: Conclusões.....	83
Referências bibliográficas.....	87
Anexo A1: Composições mineralógicas modais das lâminas delgadas confeccionadas a partir da amostragem de campo.....	103
Anexo A2: Difractogramas resultantes da difracção de Raios-X.....	107
Anexo A3: Algoritmo utilizado na estimação da composição mineralógica normativa a partir de dados da fluorescência de Raios-X.....	109

Índice de figuras

Figura 1: Localização da área de estudo (indicada pela linha a vermelho) e da Pedreira Sacramento (linha a amarelo).....	15
Figura 2: Subdivisão do Maciço Ibérico em Zonas Geotectónicas segundo o mapa tectónico da Península Ibérica modificado (Julivert et al., 1974). Imagem retirada de Ribeiro et al. (1979).....	16
Figura 3: (A) Divisão do Maciço Ibérico em zonas geotectónicas segundo Julivert et al. (1972); (B) Unidades estruturais de 1ª ordem (Terrenos) no Varisco Ibérico (Ribeiro, 2013).....	17
Figura 4: Ilustração dos tipos de estruturas geradas pelas três principais fases de deformação varisca (D1, D2 e D3) no NW peninsular e no SW peninsular (Dias e Ribeiro, 1995).	21
Figura 5: Domínios estruturais na Zona Centro-Ibérica: domínio das dobras deitadas, a norte; e domínio das dobras verticais, a sul (Diez Balda et al., 1990). A localização da área de estudo está assinalada, a vermelho.	22
Figura 6: Orientação NW-SE, de faixas metamórficas (1 a 7) de baixa pressão - alta temperatura na Zona Centro-Ibérica e na Zona Ocidental Astúrico-Leonesa (Martínez et al., 1990). A localização da área de estudo está assinalada, a vermelho.	23
Figura 7: Geologia do sector Espinho-Albergaria-a-Velha, (A) cartografia à escala 1:500.000, na Carta Geológica de Portugal (1972); (B) cartografia de Chaminé (2000), à escala 1:80.000, imagem retirada de Gomes et al. (2008); (C) Coluna representativa das unidades tectonoestratigráficas da Zona da Ossa-Morena definidas por Chaminé (2000).	27
Figura 8: Extracto da carta geológica do sector de Oliveira de Azeméis (Pereira et al., 2007). O rectângulo a azul representa a área estudada (imagem retirada de Ribeiro, 2013).	29
Figura 9: Migmatito tipo metatexito patch, cujo protólito era um gnaisse quartzo-feldspático, que foi parcialmente fundido na fácies anfibolítica. Observam-se os remendos de neossoma no seio do paleossoma. (Ardèche, França; fotografia de Pierre Barbey; Sawyer, 2008).	35
Figura 10: Migmatito patch, cujo protólito era um metagabro (fácies anfibolítica). Observa-se o paleossoma fracamente foliado com remendos dispersos de neossoma de cor clara, de forma irregular, possivelmente relacionada com as fracturas que se desenvolveram no paleossoma durante a fusão parcial (Cinturão Central Metassedimentar, Canadá; Sawyer, 2008).....	35
Figura 11: Diatexito schollen, cujo protólito foi um metaturbidito siliciclástico. Observa-se o paleossoma na forma de encaves (P), de grão fino e mesocrata, com plagioclase, quartzo e biotite, que correspondem a litologias resistentes (metapsamito) que não fundiram. Os	

metassedimentos restantes, de composição pelítica, sofreram fusão parcial e foram modificados. Está salientada a parte rica em fundido, leucossoma (L) e a parte rica em minerais residuais, melanossoma (M) (Subprovíncia Nemiscau, Canadá; Sawyer, 2008).35

Figura 12: Diatexito, cujo protólito foi um metaturbidito siliciclástico (fácies granulítica). Este migmatito é quase inteiramente constituído por neossoma e o paleossoma apenas ocorre em pequenos remendos ou schollen de forma arredondada, muito dispersos. O neossoma não pode ser descrito como leucossoma dado que a proporção de minerais ferromagnesianos é muito elevada (Subprovíncia Ashuanipi, Canadá; Sawyer, 2008).35

Figura 13: Metatexito estromatítico de protólito pelítico com apenas duas partes presentes, leucossoma e melanossoma, ambas do neossoma. Nos afloramentos adjacentes existem litologias resistentes, psamíticas, calco-silicatadas e máficas. Este migmatito é polifásico e sofreu anatexia e deformação no Arcaico e no Paleoproterozóico. Observam-se dobras e boudins estando os domínios de leucossoma paralelos à foliação (Complexo Bridge Beit, África do Sul; Sawyer, 2008).36

Figura 14: Metatexito, cujo protólito metamáfico era foliado. Observa-se zonamento concêntrico no neossoma. O leucossoma é uniforme, consistindo num leucotonalito de grão grosseiro. Contudo, o melanossoma não é uniforme, sendo rico em hornblenda e desprovido de plagioclase e quartzo na parte mais central e rico nestes minerais na periferia. O paleossoma não fundiu parcialmente (Subprovíncia Abitibi, Canadá; Sawyer, 2008).36

Figura 15: Diatexito nebulítico, de protólito pelítico, parcialmente fundido, em que o fundido não se separou significativamente do resíduo, tendo como resultado um neossoma sem distinção de leucossoma e melanossoma. A granularidade é mais grosseira e as microestruturas são muito diferentes das de um metapelito. Os fiapos escuros são reminiscências de leitões psamíticos que foram dobrados. Salienta-se a ausência de foliação e dobramento no neossoma derivado de pelito (Monte Stafford, Austrália; Sawyer, 2008).36

Figura 16: Metatexito estromatítico, de protólito metamáfico. O bandado proeminente no paleossoma formou-se durante um cisalhamento não coaxial que o protólito sofreu, antes e durante a fusão parcial (Subprovíncia Abitibi, Canadá; Sawyer, 2008).38

Figura 17: Metatexito venulado, de protólito metamáfico. À primeira vista, parece um afloramento com veios félsicos discordantes, o que pode levar a classificar a rocha como não sendo um migmatito. Todavia, existe neossoma in situ (N), que consiste em melanossoma de grão grosseiro com leucossoma de dimensão milimétrica, que indicam fusão parcial e separação das fracções sólida e fundida no interior do migmatito. A maior parte deste afloramento pode considerar-se paleossoma, com passagem gradual a melanossoma (Subprovíncia de Abitibi, Canadá; Sawyer, 2008).39

Figura 18: Metatexito, cujo protólito é um gnaisse quartzofeldspático aluminoso. Migmatito estromatítico dominado por níveis finos de leucossoma e melanossoma adjacente. Observam-se corpos discordantes de leucossoma e diques de leucogranito (Port Navalo, França; Sawyer, 2008).....	39
Figura 19: Metatexito de estrutura em rede, de protólito quartzo-feldspático. Esta imagem mostra remendos de neossoma não foliado, numa matriz de gnaisse leucogranítico, foliada e de grão fino (Broken Hill, Austrália; Sawyer, 2008).	40
Figura 20: Metatexito estromatítico, de protólito semi-pelítico. É observável o neossoma de cor clara que se desenvolveu num gnaisse biotítico de composição modal semi-pelítica, com remendos de grão grosseiro de quartzo e feldspato com cristais de granada de dimensão maior. Não é distinguível o melanossoma nem o leucossoma, dado que o neossoma possui bordos difusos (Namaqualand, África do Sul; Dave Waters; Sawyer, 2008).....	40
Figura 21: Metatexito patch, de protólito ígneo félsico. Como se pode observar, é difícil reconhecer estruturas nesta morfologia de migmatitos. No entanto, identifica-se o paleossoma (P), foliado, do Arcaico, o neossoma (N), de cor rosada, clara, em forma de remendos nebulíticos, de grão mais grosseiro, e veios leucocratas (LV), finos, paralelos à foliação, que representam injeção de fundido anatótico (Subprovíncia Opatica, Canadá; Sawyer, 2008).....	40
Figura 22: Selvedge à volta de um veio leucocrata num metatexito, de protólito metapelítico (Wuluma Hills, Austrália; Sawyer, 2008).	41
Figura 23: Esquema da divisão dos migmatitos: (a) modelo geral considerando a variação entre o extremo URS (partículas esféricas rígidas) e o extremo NUP (partículas não uniformes); (b) tipos de migmatitos e sua relação com a proporção de fundido e a intensidade da deformação. Extraído de Sawyer (2008).....	44
Figura 24: Mapa litológico da área estudada, com a localização da pedreira (rectângulo a amarelo) e das amostras que foram colhidas (círculos preenchidos a vermelho).	49
Figura 25: Afloramentos nas imediações de Figueiredo. (A) Xistosidade S3 penetrativa verticalizada; (B) modificação da xistosidade S3 por dobras tardias do tipo kink. Note-se a presença de estratificação relíquia (S0); (b1) pormenor, mostrando a presença de domínios centimétricos de cor clara (composição quartzo-feldspática) intercalados nos domínios mais escuros; (C) afloramento no chão, a este dos locais fotografados anteriormente. A xistosidade S3 é de plano axial de dobras isoclinais de plano axial subvertical e está afectada de planos de cisalhamento dúcteis de movimentação direita; (c1) pormenor, mostrando o aspecto migmatítico, à escala centimétrica, com os domínios mais claros quartzo-feldspáticos dispostos paralelamente aos planos S3.	51

- Figura 26:** Afloramentos a sul de Flores. **(A)** aspecto dos micaxistos muito alterados, em óxidos de ferro, com domínios restritos de leucossoma dispostos nos planos S3-c verticalizados e nas charneiras das dobras D3; **(a1)** pormenor mostrando leucossoma, nas charneiras das dobras D3; **(B)** veio de pegmatito com turmalina, pouco deformado; **(C)** afloramento no chão, mostrando os planos S3 dobrados (dobras assimétricas dúcteis).53
- Figura 27:** Afloramentos a sudeste da Quinta das Arrotoas. **(A)** afloramento de migmatito estromatítico; **(B)** planos S-C nos micaxistos localmente migmatizados, que afloram cerca de 1 m do local onde foi tirada a foto A. Note-se a presença de domínios claros quartzo-feldspáticos alternando com os domínios escuros e a sua disposição nos planos S3-C. No canto inferior direito, observa-se um corpo pegmatítico que parece estar menos deformado.54
- Figura 28:** Afloramentos a sul de Relva. **(A)** migmatito metatexítico estromatítico, sendo observados os domínios de melanossoma e de leucossoma; **(B)** Pormenor do afloramento sugerindo o englobar parcial do melanossoma pelo leucossoma granítico. Note-se a preservação das estruturas S-C no melanossoma; **(C)** milonitização do leucossoma, evidenciando o porfiroclástico do feldspato.54
- Figura 29:** Aspectos dos afloramentos localizados mais próximos da Pedreira Sacramento. **(A)** Suzana, retalhos de melanossoma no seio de leucossoma granítico; **(B)** e **(C)** Outeiro de Cima, afloramentos de migmatito metatexítico com bolsadas discordantes de leucossoma; **(D)** norte de Sanfins, granito milonitizado no seio de migmatito, observando-se porfiroclastos de feldspato; **(E)** Bemposta, diatexito, contendo alguns retalhos orientados de melanossoma e veios tardios de cor clara; **(F)** Flores, granito milonitizado.....55
- Figura 30:** Fotografias dos afloramentos da Pedreira Sacramento (ano 2012) com a classificação das litologias aflorantes e a marcação da orientação geral dos limites gradativos entre as litologias (linhas brancas a tracejado).....57
- Figura 31:** Fotografias dos afloramentos da Pedreira Sacramento (ano 2012) com a classificação das litologias aflorantes e a marcação da orientação geral do limite gradativo (linha branca a tracejado) entre o diatexito e o granito de duas micas milonitizado no sector norte da pedreira. O afloramento de metatexito afectado de dobramento foi observado na parte sul da pedreira.....57
- Figura 32:** Fotografias de pormenor mostrando alguns aspectos morfológicos dos migmatitos que afloram na Pedreira Sacramento. **(A)** Metatexito com estrutura estromatítica; **(B)** Diatexito com morfologia nebulítica; **(C)** Diatexito mostrando morfologia estromatítica; **(D)** Transição diatexito a granito.58
- Figura 33:** **(A)** RO 15 e **(B)** RO12, foliação penetrativa definida por Bt e Sil, perturbada por planos c dúcteis; **(C)** RO59b, aspecto do leucossoma; **(D)** RO17, porfiroclastos de moscovite

Ms2, com morfologia micafish incorporando Bt, note-se a ausência de Ms nos planos S-C definidos por Bt e Sil; **(E)** RO12, dobramento de uma xistosidade anterior e reorientação e formação de novos cristais de Bt e de Sil na xistosidade de crenulação S3; **(F)** RO12, porfiroclasto de andaluzite com bordos dissolvidos, parcialmente transformada em agregado de cristais de silimanite fibrolítica e prismática; **(G)** ROP10, importância modal dos cristais de Ms2 num migmatito; **(H)** RO15, cristal de Ms2 contendo inclusões de Sil e Bt orientadas numa direcção paralela à dos planos S3 definidos por Bt-Sil na matriz adjacente; **(I)** RO18, porfiroclasto de Tur contendo Sil e Bt orientadas paralelamente aos planos S3-C externos.59

Figura 34: Aspectos dos metatexitos em lâmina delgada. **(A)** RO15, disposição do leucossoma paralelamente ao melanossoma formado por Bt e Sil, note-se a continuidade dos planos S-c nos dois domínios; **(B)** RO24b, porfiroclasto de feldspato alcalino, no leucossoma milonitizado, mostrando estrutura mortar; **(C)** RO23, enclave Bt-Sil-Ms2, note-se a presença de Sil nos cristais de Ms2; **(D)** RO56a, alteração do feldspato e presença de Bt verde ao longo de fracturas.61

Figura 35: Aspectos dos diatexitos, em lâmina delgada, das amostras RO73 **(A)**, ROP6 **(B)** e ROP4 **(C)**.63

Figura 36: Aspectos dos granitos de duas micas milonitizados.63

Figura 37: **(A)** Aspecto geral da Pedreira Sacramento; **(B)** Informação técnica sobre a Pedreira Sacramento, retirado do Relatório Ambiental de 2011 (Ministério da Economia e do Emprego).65

Figura 38: Fotografia das instalações de fragmentação da Pedreira Sacramento, Oliveira de Azeméis (imagem de Bruno Soares). Legenda: 1) Torva e fragmentador de maxilas; 2) Granulador primário; 3) Tela transportadora; 4) Moinho de martelos (impacto); 5) Crivo; 6) Granulador secundário; 7) Torva; 8) Crivo; 9) Produto final armazenado em lotes.66

Figura 39: Representação esquemática das instalações de fragmentação da Pedreira Sacramento, Oliveira de Azeméis.67

Figura 40: Britador de maxilas a ser alimentado pela torva (imagem de Bruno Soares). 67

Figura 41: Granulador Nordberg HP400.67

Figura 42: Fragmentos seleccionados como sendo representativos dos produtos fragmentados expostos na Tabela 2.69

Figura 43: Aspecto mais pormenorizado dos fragmentos mostrados na Fig. 6. As amostras com traço foram seleccionadas para o estudo petrográfico à escala microscópica.70

Figura 44: Curva granulométrica cumulativa do lote 0/4 mm (areia).72

Figura 45: Dados da pedreira: curva granulométrica cumulativa do lote 0/4 mm (areia).72

Figura 46: Curva granulométrica cumulativa do lote 4/8 mm (granalha).....	72
Figura 47: Dados da pedreira: curva granulométrica cumulativa do lote 4/8 mm (granalha).....	72
Figura 48: Curva granulométrica cumulativa do lote 8/16 mm (brita).....	72
Figura 49: Dados da pedreira: curva granulométrica cumulativa do lote 8/16 mm (brita).	72
Figura 50: Curva granulométrica cumulativa do lote 11,2/22,4 mm (brita).....	73
Figura 51: Dados da pedreira: curva granulométrica cumulativa do lote 11,2/22,4 mm (brita).	73
Figura 52: Curva granulométrica cumulativa do lote 22,4/45 mm (brita).....	73
Figura 53: Dados da pedreira: curva granulométrica cumulativa do lote 22,4/45 mm (brita).	73
Figura 54: Curva granulométrica cumulativa do lote 0/45 mm (tout-venant).....	73
Figura 55: Dados da pedreira: curva granulométrica cumulativa do lote 0/45 mm (tout-venant).	73
Figura 56: Curva granulométrica cumulativa do lote 0/31,5 mm (tout-venant).....	74
Figura 57: Composição mineralógica normativa estimada pela norma adaptada (k=0,001).	79
Figura 58: Composição mineralógica normativa estimada pela norma adaptada (k=0,050).	79
Figura 59: Difractograma da amostra ROA1.	107
Figura 60: Difractograma da amostra ROA2.	107
Figura 61: Difractograma da amostra ROA3.	107
Figura 62: Difractograma da amostra ROA4.	107
Figura 63: Difractograma da amostra ROA5.	108
Figura 64: Difractograma da amostra ROA6.	108
Figura 65: Difractograma da amostra ROA7.	108

Índice de tabelas

Tabela 1: Classes granulométricas dos produtos da pedreira.	68
Tabela 2: Dados da amostragem dos produtos recolhidos na Pedreira Sacramento.....	68
Tabela 3: Composição mineralógica modal das amostras recolhidas na instalação de fragmentação.	70
Tabela 4: Parâmetros teóricos da função de Schuhmann-Gaudin dos dados das análises granulométricas e respectivo desvio em percentagem.	74
Tabela 5: Percentagem de finos medidos na análise granulométrica, realizada no DGEO, das amostras recolhidas na deslocação à pedreira.....	75
Tabela 6: Elementos maiores (percentagem de peso).....	76
Tabela 7: Composição mineralógica normativa estimada pela norma adaptada ($k=0,001$).	78
Tabela 8: Composição mineralógica normativa estimada pela norma adaptada ($k=0,050$).	78
Tabela 9: Composição mineralógica modal (estimada visualmente) dos micaxistos biotíticos com silimanite, localmente migmatizados.	103
Tabela 10: Composição mineralógica modal (estimada visualmente) das rochas migmatíticas.	104
Tabela 11: Composição mineralógica modal (estimada visualmente) dos granitos deformados.	105

Capítulo 1. Introdução

1.1. Enquadramento do tema da dissertação

O relatório, que é aqui apresentado, constitui a dissertação de mestrado em Engenharia Geológica (2º Ciclo, segundo o modelo de Bolonha) da Universidade de Aveiro.

O tema proposto e o trabalho realizado enquadram-se na continuação dos estudos de investigação na Pedreira Sacramento e área envolvente, apresentados por Santos et al (2012), Silva (2013) e Terra (2014), no âmbito do projecto PETROCHRON: Evolução Crustal da Ibéria – Estudos Petrogenéticos, Estruturais e Geocronológicos nas Zonas Centro-Ibérica e de Ossa-Morena (PTDC/CTE-GIX/112561/2009).

Quando, no âmbito deste projecto, estavam a ser realizados estudos na Pedreira Sacramento, os investigadores foram interpelados, por técnicos da empresa, sobre a razão que conduzia à aleatoriedade com que se obtinham os produtos de primeira e segunda qualidade.

Esta questão ditou a planificação deste trabalho, onde se associa os dados geológicos à natureza petrográfica e granulométrica dos materiais produzidos na pedreira e se pretende contribuir para a resolução dos problemas de exploração.

Os estudos realizados tiveram a orientação científica Professora Doutora Maria Helena Acciaioli Mendes, Professor Doutor Fernando Ernesto Rocha Almeida e do Professor Doutor José Francisco Horta Pacheco dos Santos. A escrita deste relatório foi interrompida durante um ano e meio, dada a iniciação do autor no mercado de trabalho, tendo sido retomada em Julho de 2014.

1.2. Objectivos gerais do trabalho

Neste trabalho foram definidos três objectivos principais:

- O estudo das litologias aflorantes na Pedreira Sacramento e na área envolvente, recorrendo a cartografia geológica acompanhada de estudo petrográfico de pormenor;
- O estudo da natureza petrográfica e granulométrica dos agregados produzidos na Pedreira Sacramento;
- A associação dos dados geológicos aos dados dos materiais produzidos na pedreira, de modo a contribuir para a resolução dos problemas de exploração.

1.3. Estrutura do relatório

Para além deste capítulo de introdução, o relatório é estruturado em mais cinco, seguidos da apresentação das referências bibliográficas e de anexos.

Capítulo 1: Introdução

Neste capítulo, procede-se ao enquadramento do tema proposto e apresentam-se os objectivos do trabalho e a estruturação da tese.

Capítulo 2: Enquadramento geológico da área de estudo

Neste capítulo, baseado em dados bibliográficos, é feito o enquadramento geológico da área de estudo partindo de um contexto mais geral, o Maciço Ibérico, até ao mais localizado, as litologias aflorantes na zona.

Capítulo 3: Migmatitos, definições e características principais.

Neste capítulo, de índole bibliográfica e baseado, fundamentalmente, no trabalho de Sawyer (2008), é introduzida a temática dos migmatitos e das suas principais características.

Capítulo 4: Descrição e estudo das litologias aflorantes na área de estudo

Neste capítulo, descrevem-se as litologias aflorantes, com base nas observações de campo (subcapítulo 4.1) e no estudo petrográfico (à escala microscópica) de amostras representativas dos afloramentos (subcapítulo 4.2). Apresenta-se ainda a cartografia geológica, à escala 1:15.000, resultante dos dados obtidos nesses estudos.

Capítulo 5: Descrição e estudo dos materiais produzidos na pedreira Sacramento

Neste capítulo, faz-se uma introdução sobre o tipo de exploração na pedreira e sobre o modo como são obtidos os agregados produzidos, apresentam-se os dados de natureza petrográfica, granulométrica e composicional, obtidos em diferentes agregados e estabelecem-se relações com os dados geológicos apresentados no Capítulo 4.

Capítulo 6: Conclusões

Neste capítulo, apresenta-se, de modo resumido, as principais conclusões obtidas neste trabalho.

Capítulo 2: Enquadramento geológico da área estudada

A zona estudada situa-se na parte centro-norte de Portugal, a nordeste da cidade de Aveiro (Fig. 1), a cerca de 5 km para sul de Oliveira de Azeméis, entre as longitudes 40,79°N e 40,81°N, e as latitudes 8,46°W e 8,49°W.

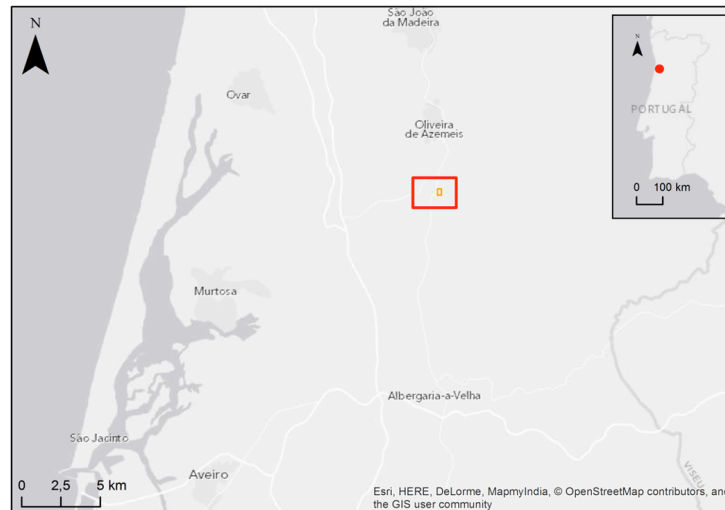


Figura 1: Localização da área de estudo (indicada pela linha a vermelho) e da Pedreira Sacramento (linha a amarelo).

A área, com cerca de 5 km², é pouco acidentada sendo mais elevada na parte oriental onde atinge a altitude de 308 m. É ocupada por zonas florestais interrompidas, localmente, por ocupação antropogénica. Na parte mais oriental, situa-se a Pedreira Sacramento, que é o objecto principal deste estudo.

Do ponto de vista geológico, localiza-se na parte NW do Maciço Ibérico (Fig. 2), na zona de cisalhamento Porto-Tomar (ZCPT), a qual é considerada como sendo o limite, no sector noroeste, entre a Zona Ossa-Morena (ZOM) e a Zona Centro-Ibérica (ZCI) (Ribeiro et al., 1980). Atendendo a este contexto, procede-se, neste capítulo, ao enquadramento no Maciço Ibérico, nas zonas geotectónicas, e na geologia da área estudada.

2.1. Maciço Ibérico

O Maciço Ibérico constitui a sequência mais completa de afloramentos da cadeia varisca europeia (Dallmeyer e Martínez Garcia, 1990). Essa cadeia foi uma cordilheira de grandes dimensões que se formou no final do Paleozóico, em resultado da convergência e da colisão dos continentes

Laurussia e Gondwana, e o encerramento de bacias oceânicas (Matte e Ribeiro, 1975; Brun e Burg, 1982; Matte 1986a,b, 2001).

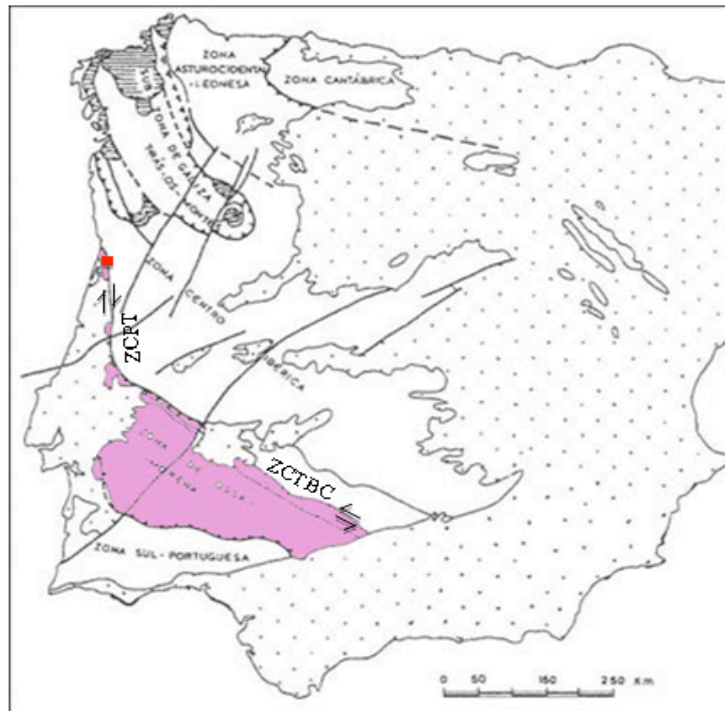


Figura 2: Subdivisão do Maciço Ibérico em Zonas Geotectónicas segundo o mapa tectónico da Península Ibérica modificado (Julivert et al., 1974). Imagem retirada de Ribeiro et al. (1979).

Em 1945, Lotze propôs, com base em critérios estratigráficos, magmáticos, metamórficos e estruturais, a subdivisão do Maciço Ibérico em seis zonas geotectónicas designadas de nordeste para sudoeste de: Zona Cantábrica, Zona Ocidental-Astúrico-Leonesa, Zona Galaico-Castelhana, Zona Lusitana Oriental-Alcudiana, Zona de Ossa-Morena e Zona Sul-Portuguesa. Posteriormente, Julivert et al. (1972) modificaram esta divisão, unindo a Zona Galaico-Castelhana e a Zona Lusitana Oriental-Alcudiana para formar a Zona Centro-Ibérica. Mais tarde, Farias et al. (1987) propuseram que a sub-zona de Galiza Média e Trás-os-Montes fosse individualizada como Zona da Galiza-Trás-os-Montes (ZGTM) (Fig. 2).

Mais recentemente, Ribeiro (2007), propõe a reorganização do Maciço Ibérico em três terrenos: Terreno Finisterra, Terreno Ibérico e Terreno Sul Português (Fig. 3B). No sector mais a noroeste de Portugal, o limite entre os terrenos Finisterra-Iberia e as zonas geotectónicas Ossa-Morena - Centro-Ibérica é definido por uma importante falha transformante de orientação N-S de movimentação direita - a zona de cisalhamento Porto-Tomar (ZCPT) (Figs. 2 e 3), recentemente prolongada para Ferreira do Alentejo (ZCPTFA) (Ribeiro, 2007; Ribeiro et al., 2009; Ribeiro et al., 2013). No sector mais a sul a separação é feita pela zona de cisalhamento Tomar-Badajoz-Córdoba (ZCTBC) (Figs. 2 e 3).

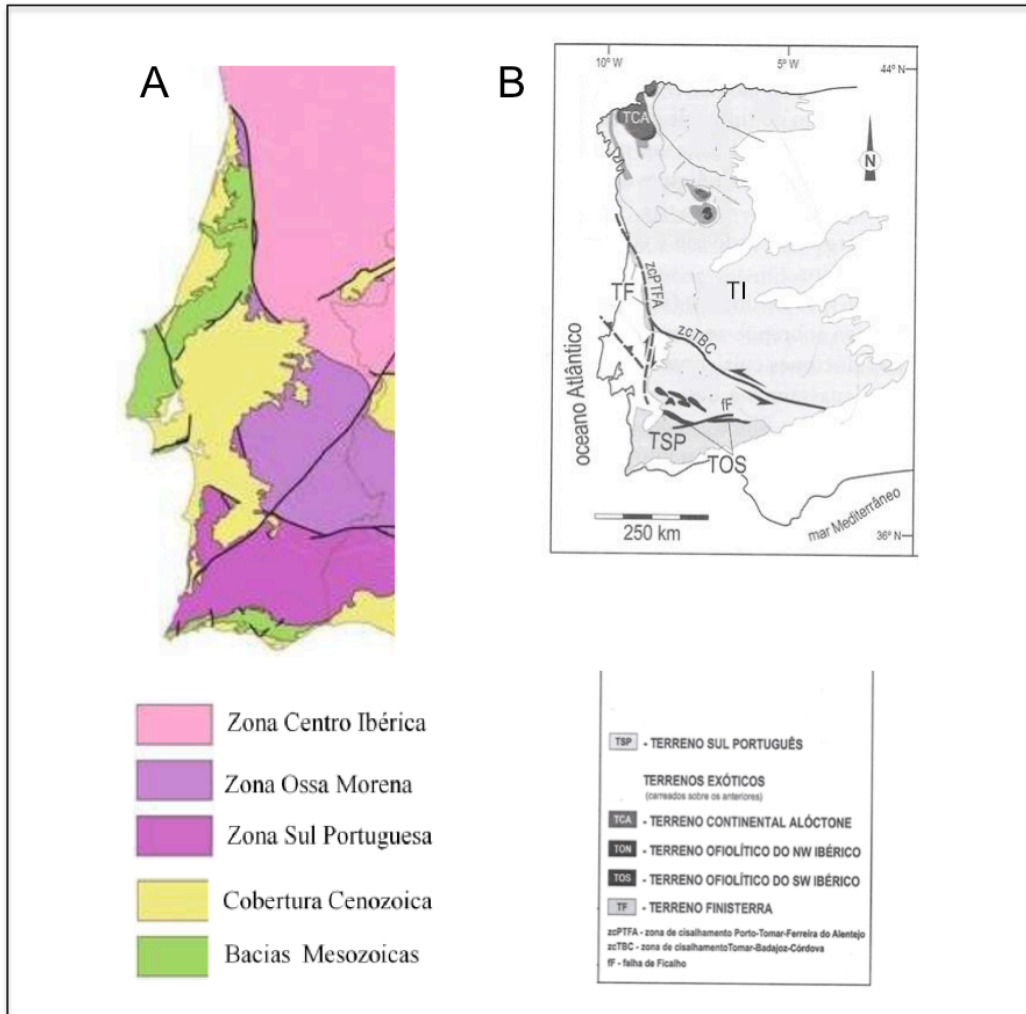


Figura 3: (A) Divisão do Maciço Ibérico em zonas geotectónicas segundo Julivert et al. (1972); (B) Unidades estruturais de 1ª ordem (Terrenos) no Varisco Ibérico (Ribeiro, 2013).

A área estudada está incluída no Terreno Finisterra, com afinidades com a ZOM (Fig. 3B), inserida no sector mais noroeste da ZOM afectado pela zona de cisalhamento Porto-Tomar (Figs. 2 e 3).

2.1.1. Zonas geotectónicas

Neste subcapítulo, referiremos aspectos gerais das zonas geotectónicas do Maciço Ibérico, deixando para o final a abordagem da Zona Centro-Ibérica e da Zona Ossa Morena (onde se insere a zona estudada).

2.1.1.1. Zona Cantábrica

A Zona Cantábrica, localizada na parte nordeste da Península Ibérica (Fig. 2), representa uma das zonas externas do ramo setentrional do orógeno varisco ibérico (Pérez Estaún e Bastida, 1990). O limite entre a Zona Cantábrica e a Zona Astúrica-Occidental-Leonesa é o Antiforma de Nárcea onde afloram rochas precâmblicas (Pérez Estaún et al., 2004), marcando a transição para as zonas mais internas do orógeno. A estratigrafia da Zona Cantábrica caracteriza-se pela ocorrência de uma sequência sedimentar do Câmbrico-Ordovícico, de espessura fina, encontrando-se completa no sector oeste, tornando-se ausente no sector este, e por uma sequência carbónica bem desenvolvida (Truyols et al., 1990). A estrutura caracteriza-se por uma geometria do tipo pelicular, típica de níveis crustais pouco profundos, não tendo sido afectadas por metamorfismo e por clivagens tectónicas. A deformação é dominada pela existência de cavalgamentos e dobras, de idade vestefaliana-estefaniana (Pérez Estaún e Bastida, 1990). O magmatismo tem como característica principal a escassez de corpos plutónicos e a abundância de corpos vulcânicos, em particular no Paleozóico inferior (vulcanismo toleítico e alcalino) e no Pérmico (alcalino), ocorrendo intrusões graníticas calco-alcalinas instaladas a pouca profundidade da crosta, relacionadas com o orógeno varisco (Gallastegui et al., 2004, Corretgé e Suárez, 1990).

2.1.1.2. Zona Astúrica Occidental Leonesa

A Zona Astúrica Occidental-Leonesa (Fig. 2), marca a transição entre uma área ante-país, representada pela Zona Cantábrica, e uma zona interna a oeste, a Zona Centro-Ibérica (Martínez Catalan, 1990). Os limites desta zona são o Antiforma de Nárcea, a este, o sinclinal de Sil-Truchas, a sul, e a falha de Vivero, a noroeste (Martínez Catalan, 1990). A estratigrafia desta zona caracteriza-se pela ocorrência de uma sequência monótona de flyschóide do Proterozóico superior, sobre o qual assenta, em discordância, uma sucessão de grande espessura do Paleozóico de fácies marinha de pouca profundidade, deformada durante o Carbonífero inferior (Pérez Estaún et al., 1990). As estruturas caracterizam-se pela sobreposição de dobras deitadas com vergência para este, falhas cavalgantes e dobras abertas com superfícies axiais verticais (Marcos et al., 2004). O metamorfismo regional varia entre a fácies dos xistos verdes e a fácies anfíbolítica, aumentando progressivamente para oeste, onde as rochas graníticas se tornam abundantes (Julivert, 1983; Suarez et al., 1990, Abalos et al., 2002). O magmatismo é representado pela ocorrência de pequenos plutões e rochas vulcânicas do Precâmbrico e do Paleozóico inferior. A excepção ocorre no Domo de Lugo, em que o plutonismo granítico é comparável ao da Zona Centro-Ibérica (Corretgé et al., 1990).

2.1.1.3. Zona de Galiza e Trás os Montes

A Zona de Galiza e Trás-os-Montes está localizada no noroeste da Península Ibérica (Fig. 2) e consiste numa sequência de mantos de carreamento instalados sobre a Zona Centro-Ibérica (Iglésias et al., 1983; Arenas et al., 2004), definindo quatro grandes unidades, da base para o topo, o Complexo Parautóctone, Complexo Alóctone Inferior, Complexo Ofiolítico e Complexo Alóctone Superior. O Complexo Parautóctone é constituído por sequências metassedimentares do Silúrico, sobre as quais se depositou uma sequência de flyschóides do Devónico inferior (Ribeiro et al., 1990). O metamorfismo é geralmente de baixo grau, não ultrapassando a fácies dos xistos verdes.

O Complexo Alóctone Inferior é composto por formações metassedimentares do Ordovício superior ao Devónico inferior (Ribeiro et al., 1990). O vulcanismo apresenta-se intercalado nos metassedimentos, mostrando uma evolução temporal do magmatismo desde o quimismo peralcalino ou alcalino transicional até toleítico tipo MORB (Ribeiro, 1991). Nesta unidade encontram-se testemunhos de metamorfismo de alta pressão, fácies dos xistos azuis (Munhá et al., 1984; Schermerhorn e Kotsch, 1984) a que se sobrepôs metamorfismo barroviiano na fácies dos xistos verdes e/ou anfibolítica (Munhá et al., 1984; Ibarguchi e Arenas, 1990).

O Complexo Ofiolítico está representado em quatro maciços: Cabo Ortegal e Ordenes, em Espanha; e Bragança e Morais, em Portugal. Da base para o topo ocorrem peridotitos, flasergabros e anfibolitos, sendo possível observar a estrutura original de um complexo de diques na transição entre os flasergabros e os anfibolitos (Ribeiro et al., 1990; Ribeiro e Pereira, 1997). O metamorfismo regional, em Morais e Bragança, ocorreu na fácies anfibolítica, tendo sofrido posteriormente retrogradação para a fácies dos xistos verdes (Ribeiro et al., 1990; Munhá et al., 1990). Em Cabo Ortegal o metamorfismo regional é da fácies dos xistos verdes (Ibarguchi e Arenas, 1990). Em Ordenes, é predominantemente da fácies anfibolítica (Ribeiro et al., 1990), existindo indícios, localmente, de ter atingido a fácies granulítica (Martinez-Catalan et al., 1996).

O Complexo Alóctone Superior encontra-se carreado sobre o Complexo Ofiolítico, sendo constituído, do topo para a base, por micaxistos, ortognaisses, granulitos máficos e metaperidotitos (Ibarguchi e Arenas, 1990; Ribeiro et al., 1990). Esta unidade é interpretada como um manto de crosta continental, com os micaxistos e ortognaisses a representarem a cobertura sedimentar e crosta granítica, respectivamente, enquanto as rochas básicas e ultrabásicas representam a crosta inferior e o manto superior subcontinental (Ribeiro et al., 1990; Pereira e Ribeiro, 1994; Santos, 1998). O pico metamórfico atingiu condições da fácies granulítica de alta pressão e eclogítica, sendo contudo comum intensa retrogradação (contemporânea da instalação dos mantos de carreamento) em condições da fácies anfibolítica (Ribeiro, 1974; Ribeiro, 1984; Marques, 1994; Santos, 1998).

2.1.1.4. Zona Sul-Portuguesa

A Zona Sul Portuguesa é a zona mais meridional do Maciço Ibérico (Fig. 2), constituída essencialmente por rochas do Devónico médio ao Carbónico superior. É possível identificar três domínios tectonoestratigráficos, a Faixa Piritosa, o Grupo Flysch do Baixo Alentejo e Grupo do Sudoeste Português (Oliveira, 1990). O limite da Zona Sul-Portuguesa, a norte é a Zona de Ossa-Morena, através do Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches, e a sul a cobertura meso-cenozóica da Bacia Meridional. O primeiro domínio inclui o complexo vulcano-sedimentar, sendo constituído, na base, por uma sucessão sedimentar do Faminiano superior ao Visiano superior (Munhá, 1983b), característica de um ambiente de plataforma de margem continental passiva. Sobrepe-se ocorrências de vulcanismo bimodal, do Fameniano ao Viseano, relacionado geneticamente com a ocorrência de jazigos de sulfuretos metálicos na Faixa Piritosa. No topo ocorrem séries sedimentares flyschóides de natureza turbidítica (Oliveira, 1990). A estrutura é dominada por uma deformação de tipo pelicular, com cavalgamentos, nappes e padrões de deformação vergentes para sudoeste (Munhá, 1983a, 1984, 1990). O magmatismo na forma de corpos ígneos intrusivos é quase inexistente, nomeadamente de natureza granítica. O metamorfismo decresce de grau para sudoeste, desde a zona da clorite na fácies dos xistos verdes até à fácies zeolítica, para sul (Munhá, 1983b, 1984, 1990).

2.1.1.5. Zona Centro-Ibérica

A Zona Centro-Ibérica (ZCI) ocupa a parte central do Maciço Ibérico (Figs. 2 e 3) sendo a zona de maior dimensão. Os limites estão definidos por acidentes tectónicos, a Falha de Vivero, a norte, e a sua continuação para os sinclinais de Courel e Penalva (Martínez Catalán, 1985), a Zona de Cisalhamento Porto-Tomar, a oeste (Ribeiro et al., 1979, 1980), a Zona de Cisalhamento de Badajoz-Córdoba, a sul (Ribeiro et al., 1979, 1980; Díez Balda et al., 1990; Azor et al., 1994).

É constituída, essencialmente, por materiais autóctones. A sua estratigrafia possui características muito distintas que consistem: na discordância do Quartzito Armoricano, do Arenigiano, sobre as formações do tipo flysch do Proterozóico superior ao Câmbrico; na dificuldade na separação entre as sequências sedimentares precâmblicas e câmblicas, contrariamente ao que acontece nas zonas geotectónicas vizinhas (Zona Ocidental Astúrico-Leonesa e Zona de Ossa-Morena).

A estruturação da parte NW do Maciço Ibérico (que inclui a ZCI e a parte NW da ZOM), é devido, essencialmente, à actuação de três fases de deformação de idade varisca, D1, D2 e D3 (Noronha et al., 1979; Ribeiro, 1974; Ribeiro et al., 1990; Dias e Ribeiro 1995).

As fases D1 e D2, relacionam-se com a etapa colisional do orógeno varisco, enquanto a última fase de deformação dúctil, a D3 (de idade Namuriano-Vestefaliano) corresponde ao regime espessamento crustal - extensão (Fig. 4).

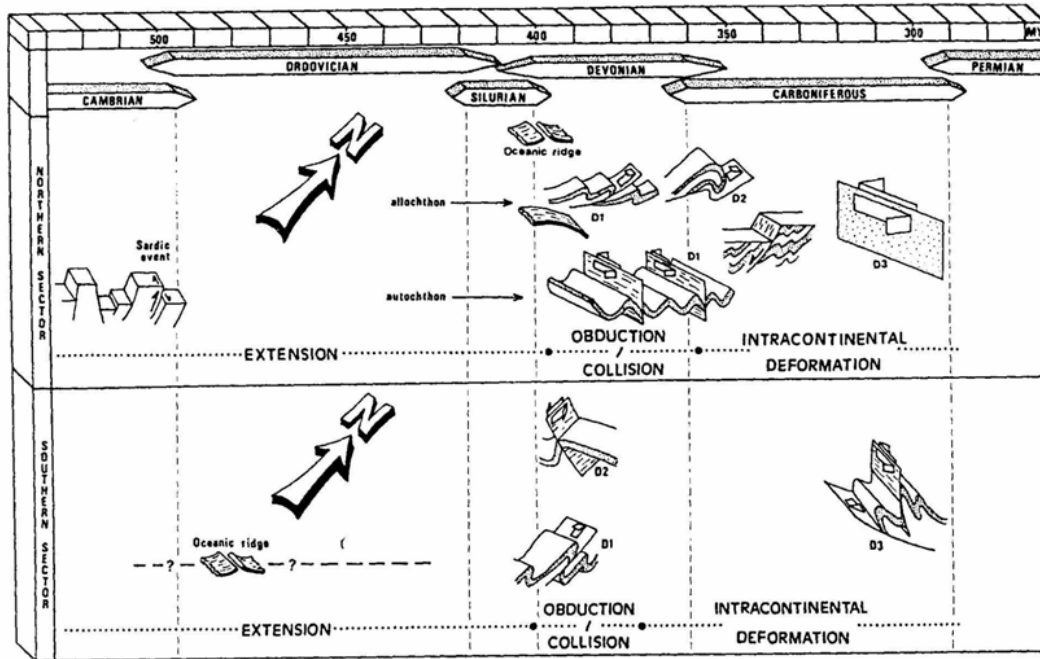


Figura 4: Ilustração dos tipos de estruturas geradas pelas três principais fases de deformação varisca (D1, D2 e D3) no NW peninsular e no SW peninsular (Dias e Ribeiro, 1995).

A primeira fase de deformação (D1) afectou todas as rochas ante-Carbónicas e originou estruturas distintas que permitem, segundo Diez Balda et al. (1990), a distinção de dois domínios, o domínio das dobras deitadas e o domínio das dobras verticais (Fig. 5). No domínio das dobras deitadas, as estruturas da fase D1 são dobras deitadas e cavalgamentos sub-horizontais, enquanto no domínio das dobras verticais, as dobras são sub-verticais (Diez Balda et al., 1990; Abalos et al., 2002). As estruturas variscas, contracionais, da fase D1, foram variavelmente sobrepostas por um episódio extensional (D3), atribuído a instabilidade gravitacional (Diez et al., 1995). Estas estruturas D3 observam-se frequentemente no domínio das dobras deitadas e raramente são detectadas no domínio das dobras verticais (Abalos et al., 2002). Estão relacionadas com um sistema regional de zonas de cisalhamento sub-horizontais, com metamorfismo (M3), associado ao evento extensivo, de baixa pressão e média a alta temperatura (Diez Balda et al., 1995; Escuder Viruete et al., 1994; Abalos et al., 2002).

A geometria actual da ZCI resulta da sobreposição de estruturas dúcteis variscas mais tardias, relacionadas com o evento contraccional de fase D3 e com o regime dúctil-frágil da fase D4 (Abalos et al., 2002).

Ocorreu no Namuriano-Vestefaliano médio, caracterizando-se por dobras abertas e fechadas verticais, de plano axial NW-SE subhorizontal, xistosidade de crenulação de orientação geral NW-SE, zonas de cisalhamento subverticais de movimentação direita ou esquerda (Noronha et al., 1979; Ribeiro, 1974; Ribeiro et al., 1990; Dias e Ribeiro, 1995). Foi seguida de deformação frágil originando desligamentos conjugados (NNW direita e NNE esquerda) apontando para um episódio compressivo N-S tardi varisco (Arthaud et al., 1975; Ribeiro, 1974) que alguns autores incluem na fase de deformação D4.

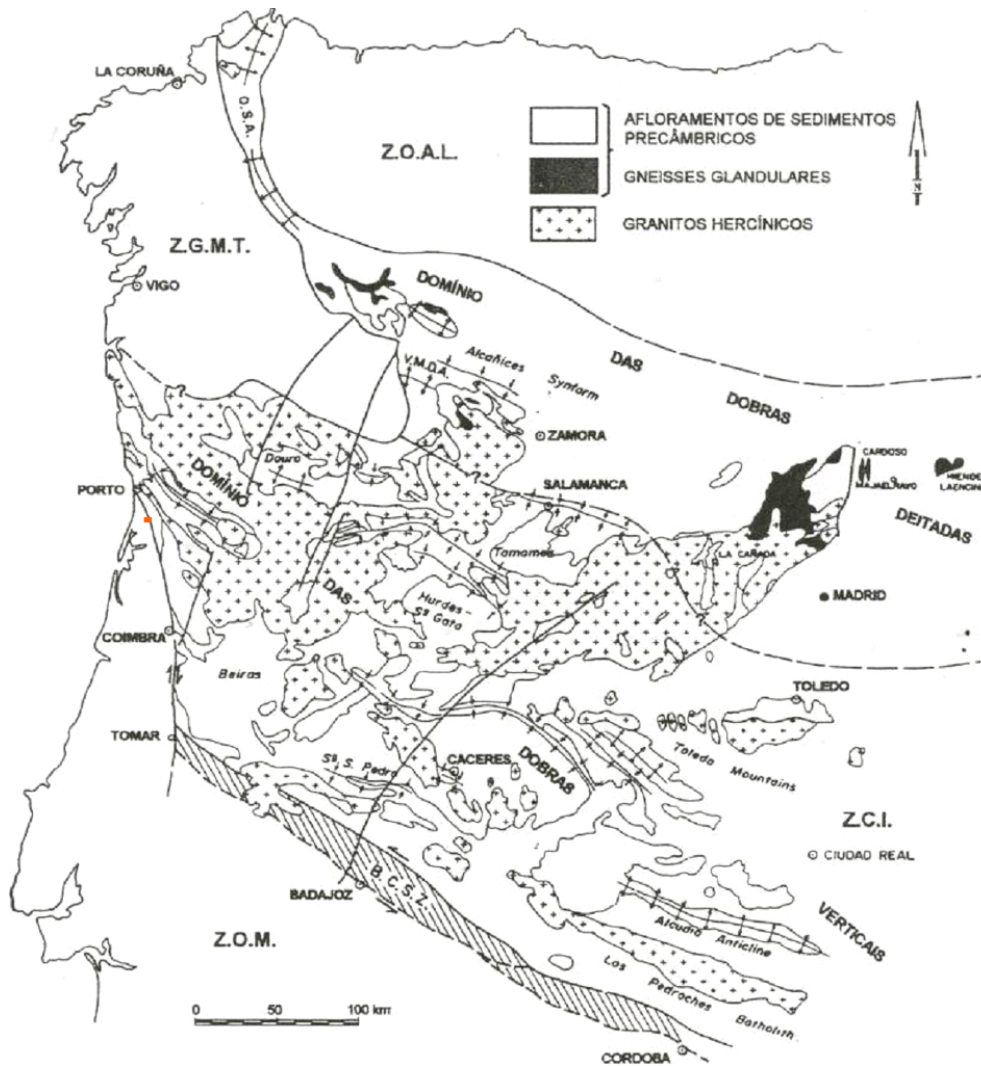


Figura 5: Domínios estruturais na Zona Centro-Ibérica: domínio das dobras deitadas, a norte; e domínio das dobras verticais, a sul (Diez Balda et al., 1990). A localização da área de estudo está assinalada, a vermelho.

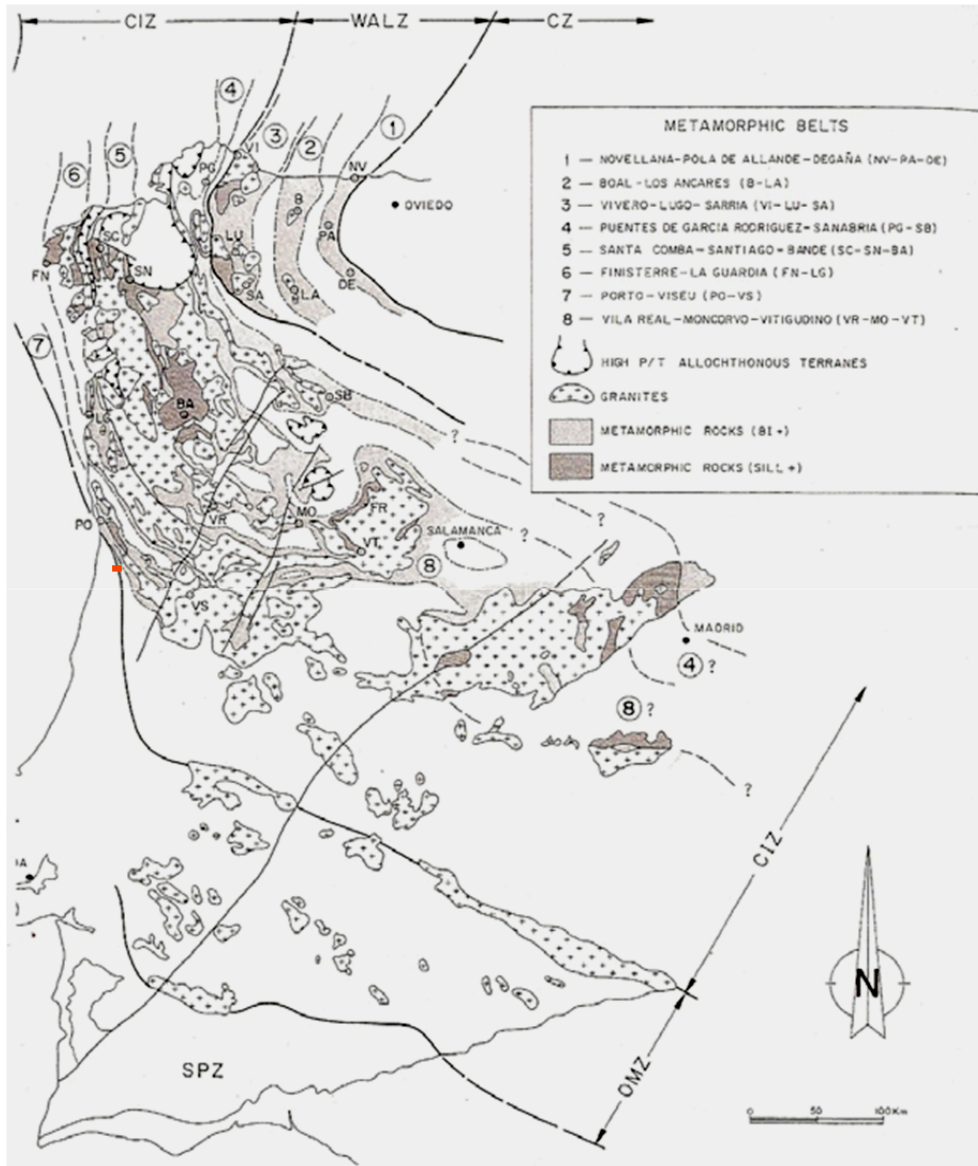


Figura 6: Orientação NW-SE, de faixas metamórficas (1 a 7) de baixa pressão - alta temperatura na Zona Centro-Ibérica e na Zona Ocidental Astúrico-Leonesa (Martínez et al., 1990). A localização da área de estudo está assinalada, a vermelho.

Na ZCI, a actividade magmática encontra-se bem representada por plutonismo granítico, sendo o magmatismo básico-intermédio pouco expressivo. Uma compilação de idades obtidas em granitóides da Zona Centro-Ibérica, sugere dois períodos de instalação importantes, aos 330-320 Ma e aos 310-300 Ma (Beetsma, 1995). Uma parte significativa dos granitóides da ZCI relaciona-se com a fase de deformação D3, aflorando em núcleos de domos térmicos quase coincidentes com os antiformas D3 e com instalação controlada por zonas de cisalhamento dúcteis (Noronha et al. 1981; Martínez et al., 1988) ou pelo regime varisco tardio frágil N-S - NNE-SSW. Estes granitos foram subdivididos em dois grupos principais: granitos de duas micas e granitos com biotite (Fer-

reira et al., 1987). Com base nas suas idades de instalação, foram subdivididos em pré-sintectónicos com a fase D3 (320-313 Ma), tardi tectónicos com a D3 (311-306 Ma), tardios a posteriores à D3 (300 Ma) e pós tectónicos (290-280 Ma) (Dias, G. et al., 1998; Fernandez-Suarez et al., 2011). Também idades Ar-Ar obtidas em metassedimentos da Serra da Freita corroboram a informação obtida em granitos, de que a D3 terá operado durante um período significativo de tempo (330 Ma - dobramento das estruturas prévias, 310 Ma - actividade do cisalhamento) (Acciaioli et al., 2005).

O metamorfismo na ZCI é heterogéneo predominando o metamorfismo do tipo baixa pressão intimamente ligado com a intrusão dos corpos de granitóides e, com testemunhos de metamorfismo barroviiano (Ribeiro et al. 1979). Já em 1970, Oen tinha detectado a presença generalizada da relação metamorfismo varisco de baixa pressão-alta temperatura com o magmatismo granítico, tendo proposto o termo plutonometamorfismo (análogo ao do tipo abukuma de Miyashiro (1979)) para expressar a relação espacial e temporal do metamorfismo com o grupo dos “older granites”. Num trabalho mais vasto, à escala da Península Ibérica, Martínez et al. (1988, 1990), individualizam sete faixas metamórficas de baixa pressão - alta temperatura, de orientação NW-SE, dispostas paralelamente às estruturas variscas D3 e aos plutões graníticos (Fig. 6).

Neste contexto regional de metamorfismo D3 de baixa pressão - alta temperatura (And-Sil), a presença localizada de distena é anómala. A ocorrência deste mineral ou a presença de granada ou de granada e estauroilite têm sido interpretadas como sendo uma evidência clara da existência de metamorfismo barroviiano no ciclo pré-varisco, provavelmente cadomiano, ou no período ante D3 (Pereira et al., 2007). Alguns dos modelos estruturais apresentados, como o de Aguado et al. (1993, 2005), defendem, no período D3, um trajecto metamórfico caracterizado por descompressão e pela formação retrógrada de silimanite e de andalusite. Este trajecto, baseado na presença de distena na Serra da Freita, não é consensual. Segundo Mendes e Munhá (1993), Mendes (1997) e Acciaioli et al. (2005), para além dos cristais de distena incluídos na andalusite, que foram detectados à escala microscópica por Reavy (1987) e Aguado (1992), existe, na serra da Freita, uma faixa cartografada, com orientação W-E, com cristais centimétricos de distena que não constituem uma fase reliquia dado que substituem poeciloblastos de andalusite sintectónicos a tardi S3. Os estudos de campo, microestruturais, de química mineral, e as idades Ar-Ar, mostram evidências de sobreposição de dois acontecimentos metamórficos que ocorreram no período D3 varisco: (1) o metamorfismo, de idade Ar-Ar 333.5 ± 4.4 Ma, regional de baixa pressão-alta temperatura (And-Sil), que produziu as associações metamórficas St + And e St + And + Sil, sin D3, em condições prógradas próximas de 3,5-4 kbar e 500-650°C; (2) um segundo acontecimento metamórfico, de idade Ar-Ar, 312.8 ± 3.3 Ma, de carácter localizado (na faixa W-E), que produziu, no período sin-tardi D3, distena uma segunda geração de estauroilite, moscovite e clorite orientadas, que substituem os minerais formados previamente no acontecimento metamórfico regional. A ausência de estruturas de carreamento e a

associação espacial do segundo acontecimento metamórfico com faixas localizadas caracterizadas pela penetratividade das estruturas S3-c, de veios de quartzo e de metassomatismo K sin-tardi D3, apontam para uma relação com o cisalhamento, de orientação W-E de movimentação esquerda, que terá estado activo aos 312.8 ± 3.3 Ma (Mendes, 1997; Acciaioli et al., 2005). A idade 312.8 ± 3.3 Ma é similar, no intervalo do erro, às datações do metamorfismo obtidas na zona de cisalhamento de Porto-Tomar (Acciaioli et al., 2005) e às datações obtidas em granitos da Serra da Freita.

Além do metamorfismo regional, vários sectores da Zona Centro-Ibérica foram também afectados por metamorfismo de contacto, associado à instalação de corpos graníticos volumosos, tardi a pós-tectónicos.

2.1.1.6. Zona de Ossa-Morena

A Zona de Ossa Morena é delimitada, a norte, pela Zona de Cisalhamento Porto-Tomar-Badajoz-Cordoba, e a sul (fronteira com a ZSP), pelo cavalgamento de Ferreira-Ficalho (Ribeiro et al., 2007) (Figs. 2 e 3). Na parte norte, a interpretação dos contactos tectónicos não é consensual: alguns autores atribuem-lhe uma idade varisca (Burg et al., 1981; Matte, 1986), outros referem-no como uma sutura orogénica cadomiana, posteriormente reactivada durante a orogenia varisca (Ribeiro et al., 1990; Quesada, 1991).

Esta zona está mais representada na parte a sul, dado que na parte mais NW os afloramentos são mais incompletos e descontínuos e muitas vezes encontram-se cobertos por depósitos plio-pleistocénicos (Figs. 2 e 3). Por isso, muitas das características estruturais, magmáticas e metamórficas que serão seguidamente descritas são observadas no sector sul e dificilmente poderão ser generalizadas. Deixar-se-á para o final a descrição de aspectos do sector mais a NW da ZOM.

O sector mais a sul da ZOM (Fig. 3B) inclui terrenos exóticos de natureza oceânica, muito deformados (Munhá et al., 1986; Fonseca e Ribeiro, 1993; Quesada et al., 1994; Fonseca et al., 1999). Três fases de deformação são, consideradas no sector SW do maciço Ibérico (Dias e Ribeiro, 1995) (Fig. 4). A primeira deformação varisca terá tido início no início do Devónico, e corresponde à instalação do Complexo Ofiolítico Beja-Acebuches (COBA) (Araújo et al., 1993; Fonseca e Ribeiro, 1992). Com a continuação do processo de subducção ter-se-á gerado a segunda fase de deformação (D2) (Araújo, 1995). A terceira fase de deformação (D3) terá ocorrido no Carbónico e é caracterizada por deformação intracontinental, com uma orientação de compressão máxima NE-SW (Araújo, 1995; Dias e Ribeiro, 1995) (Fig. 4).

A ZOM é uma zona mais complexa do que as zonas geotectónicas adjacentes, podendo ser compartimentada em cinco sectores com características estruturais e metamórficas distintas (Oliveira et al., 1991). Actualmente, muitos autores aceitam a ideia de que a compartimentação se deva, predominantemente, à actuação das últimas fases da orogenia varisca.

Em dois domínios ocorrem rochas ígneas básicas com afinidades oceânicas, a Faixa Blastomilonítica de Tomar-Badajoz-Córdoba, a norte, e o Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches (COBA), a sul. Segundo Azor et al. (2004) e Pérez Estaún et al. (2004), estes domínios são suturas orogénicas. Na Faixa Blastomilonítica predominam rochas do Proterozóico afectadas por metamorfismo de baixo a elevado grau metamórfico, rochas magmáticas hiperalcalinas do Paleozóico inferior e granitos anatóticos. Em relação às outras zonas, o magmatismo na ZOM destaca-se pelo alargado período da sua atividade (Neoproterozóico-Pérmico), pela menor dimensão dos corpos plutónicos, pela abundância das rochas ígneas básicas e do magmatismo bimodal, bem como pela importância de episódios vulcânicos e subvulcânicos (Sánchez Carretero et al., 1990; Galindo e Casquet, 2004). Apesar de existirem algumas evidências de magmatismo pré-varisco, a maior parte dos eventos ígneos verificados nesta zona correspondem ao ciclo varisco.

A sucessão estratigráfica é constituída por formações precâmblicas, de difícil interpretação tectonosedimentar, e uma série paleozóica completa (Azor et al., 2004). Segundo Quesada et al. (1990), a evolução precâmbrica da ZOM é subdividida em dois estádios: pré-orogénico e sin-orogénico. O primeiro estádio, está representado pela Formação Blastomilonítica de Tomar-Badajoz-Córdoba (constituída predominantemente por gnaisses, anfíbolitos e migmatitos, com forte deformação e metamorfismo de médio a alto grau) e pela Série Negra (essencialmente formada por metapelitos, mas com intercalações de anfíbolitos e de metaliditos). Na evolução paleozóica, distinguem-se três etapas principais (Quesada et al., 1990): etapa de rifting continental (Câmbrico); etapa de margem passiva (Ordovícico-Devónico inferior), etapa sin-orogénica (Devónico superior-Pérmico inferior).

2.1.1.6.1. Zona Ossa Morena – sector NW, entre Espinho e Oliveira de Azeméis

Neste sector noroeste da ZOM, onde está inserida a zona estudada, a actividade do cisalhamento Porto-Tomar afectou todas as litologias definindo uma zona de cisalhamento, de orientação N-S – NW-SE, vertical e de movimentação direita (Ribeiro et al., 1980). Foram identificadas duas fases de deformação (Ribeiro et al., 1980; Pereira et al., 1981), as quais correspondem às fases variscas D1 e D3 definidas, à escala regional, no NW ibérico (Noronha et al., 1979; Ribeiro, 1974; Ribeiro et al., 1990; Dias e Ribeiro 1995). As características destas duas fases de deformação já foram descritas na secção 2.1.1.5, referente à ZCI.

Até ao ano 2000, na cartografia geológica à escala 1:500.000 e à escala 1: 50.000 (carta geológica 13-D - Oliveira de Azeméis, 1981), realizadas pelos Serviços Geológicos de Portugal, os

protólitos das rochas metamórficas da ZOM foram todos considerados como sendo de idade precâmbrica (Fig. 7A).

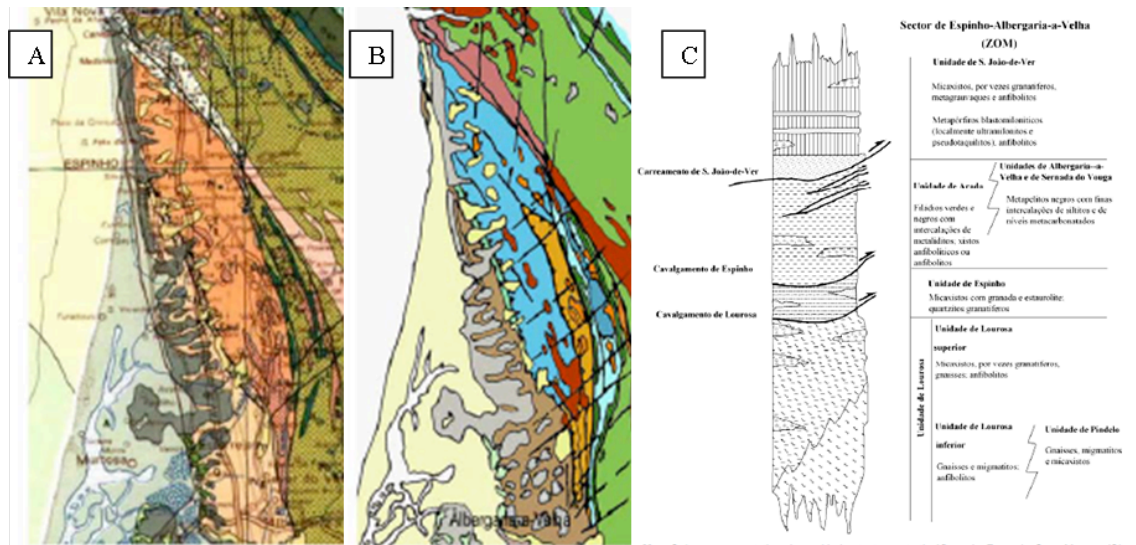


Figura 7: Geologia do sector Espinho-Albergaria-a-Velha, (A) cartografia à escala 1:500.000, na Carta Geológica de Portugal (1972); (B) cartografia de Chaminé (2000), à escala 1: 80.000, imagem retirada de Gomes et al. (2008); (C) Coluna representativa das unidades tectonoestratigráficas da Zona da Ossa-Morena definidas por Chaminé (2000).

Chaminé (2000), publica uma cartografia geológica, à escala 1:80.000, baseada em dados que resultam da análise da estratigrafia e dos aspectos estruturais. De acordo com este trabalho, o sector NW da ZOM inclui não só formações do Precâmbrico como também do Ordovícico da ZCI (Formação de S. João de Ver) (Fig. 7B). Para além deste aspecto, aquele autor define, nas rochas metamórficas de idade precâmbrica (aflorantes entre Espinho e Albergaria-a-Velha) três unidades litoestratigráficas-tectonoestratigráficas, de diferentes idades, metamorfismo e deformação, separadas por carreamentos NW-SE: Lourosa, Espinho, Arada (Fig. 7C). A mesma subdivisão é adoptada na nova cartografia da folha 13-D (Oliveira de Azeméis) realizada por Pereira et al. (2007) (Fig. 8).

De seguida, apresentam-se os aspectos referidos por Chaminé et al. (2003), na descrição das unidades tectonoestratigráficas do Proterozóico e do Paleozóico (Fig. 7C):

- **Unidade tectonoestratigráfica de Lourosa:** a mais antiga, formada por granitos gnaissificados, migmatitos, micaxistos por vezes granatíferos e anfibólitos; a Unidade de Lourosa superior é formada por micaxistos biotíticos por vezes granatíferos;

- **Unidade tectonoestratigráfica de Espinho:** com orientação geral NNW-SSE, corresponde a uma estreita faixa de orientação média NNW-SSE, composta por micaxistos biotíticos de cor cinzenta escura, quase sempre luzentes e acetinados, nos quais ocorrem porfiroblastos de estauroliite e de granada; os porfiroblastos são visíveis em amostra de mão e, em regra, os cristais são idiomórficos, apresentando dimensões variáveis. Foi na parte basal desta unidade que foram reconheci-

dos quartzo-tectonitos granatíferos com deformação de alta temperatura gerados em condições de alta temperatura $700\pm 50^{\circ}\text{C}$ e valores de pressão entre 4 e 5 kbar (Fernandez et. al., 2003).

· **Unidade tectonoestratigráfica de Arada:** corresponde a uma faixa com a mesma direcção das anteriores, constituída por rochas de baixo grau de metamorfismo composta por uma sucessão monótona de filádios negros e esverdeados, com raras intercalações de níveis de metaliditos negros, na sua parte basal, ocorrem níveis de rochas anfibolíticas esverdeadas;

· **Formação de S. João de Ver:** de idade ordovícica, possui duas litologias bem diferenciadas: na base observam-se metapórfiros e gnaisses blastomiloníticos localmente recortados por pseudotaquilitos; no topo, em aparente concordância estratigráfica, reconhecem-se micaxistos, às vezes granatíferos, e metagrauvaques. Sendo constituída por rochas de metamorfismo de grau médio, com contactos tectónicos bem visíveis, sublinhados, em regra, por uma faixa de corpos granitoides deformados e/ou bandas de alteração intensa.

Segundo Chaminé (2000) e Chaminé et al. (2013), o principal evento de recristalização metamórfica coincidiu com a fase D1 e o metamorfismo é do tipo barroviano pré-varisco ou varisco precoce. Todavia, as idades U-Pb monazite obtidas por Chaminé (2000), em ortogneisses biotíticos da Unidade de Lourosa, revelam idades variscas de 311 Ma, que o próprio autor interpreta como representando a idade da recristalização da biotite sob o efeito do pico de metamorfismo regional varisco.

Em áreas como a localizada entre Ovar e Espinho, os dados petrológicos obtidos por Mendes (1977), Mendes e Munhá (1993), e Acciaioli et al. (2003), colocam constrangimentos sobre a presença de unidades tectonoestratigráficas, com metamorfismo distinto e sobre o período temporal em que se poderão ter formado os carreamentos. Segundo estes autores, o metamorfismo regional é sin-D3, com idades Ar-Ar de 310 Ma, desenvolveu, no sentido oeste para leste, uma zonalidade contínua e prógrada, passando da facies dos xistos verdes (zona da clorite) à facies anfibolítica (zona da estauroilite e zona da silimanite). O pico metamórfico terá sido atingido a $633\pm 20^{\circ}\text{C}$ e 5 ± 1 kbar seguido de exumação. Dado que as condições P-T são compatíveis com gradientes geotérmicos mais altos do que os que caracterizam o metamorfismo do tipo Barroviano e dada a ausência de distena e a presença de andalusite, o metamorfismo regional pode ser considerado como sendo do tipo baixa-média pressão e alta temperatura.

A norte de Espinho, na foz do Douro, foram encontradas estruturas e idades cadomianas (Ribeiro et al., 2009).

2.1.2. Geologia da área estudada

A zona estudada está representada no sector mais ocidental da carta geológica 13-D (Oliveira de Azeméis) realizada por Pereira et al. (1981, 2007). Na cartografia mais recentemente apresenta-

da (Fig. 8) é adoptada a mesma subdivisão, das formações de idade proterozóica nas unidades litoestratigráficas propostas por Chaminé (2000), e é cartografada a formação de idade ordovícica da ZCI – Formação de S. João de Ver.

De acordo com esta carta, os afloramentos no sector mais a ocidente fazem parte da Unidade tectonoestratigráfica de Lourosa, os situados mais a leste, na Formação de S. João de Ver e os afloramentos na Pedreira de Sacramento são considerados como pertencentes a granitos de duas micas da faixa blastomilonítica de Oliveira de Azeméis (Fig. 8).

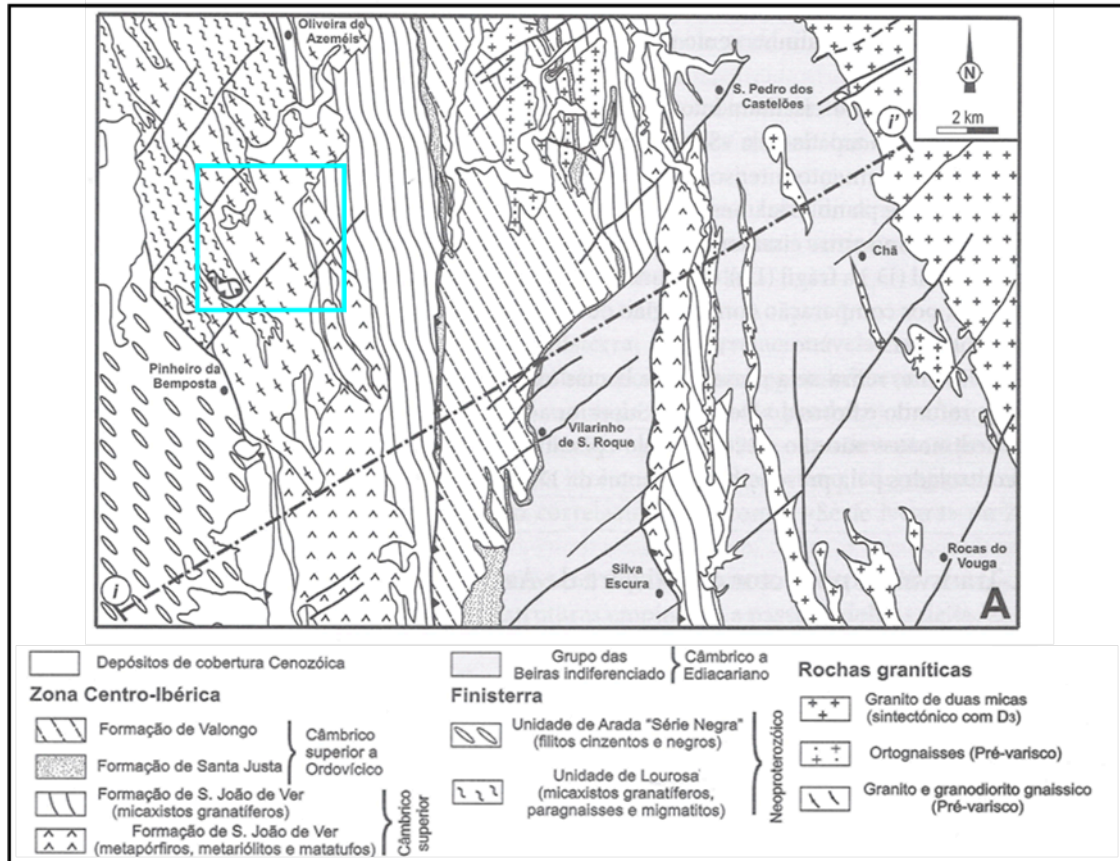


Figura 8: Extracto da carta geológica do sector de Oliveira de Azeméis (Pereira et al., 2007). O rectângulo a azul representa a área estudada (imagem retirada de Ribeiro, 2013).

De seguida, apresentam-se dados referentes a estas formações.

2.1.2.1. Unidade da Lourosa (idade proterozóica)

Segundo Pereira et al. (2007), esta unidade é composta por gnaisses, micaxistos, migmatitos e intercalações de anfibolitos. Entre as litologias gnáissicas, são discerníveis ortognaisses granitoides, biotíticos, com forte blastese, quer de plagioclase, quer de feldspato potássico. Formam corpos e bolsadas menores com importante remobilização anatética. Quando assumem maiores dimensões, estes corpos foram integrados nos vários litotipos de granitoides variscos precoces e/ou ante-

variscos dos “granitóides da faixa blastomilonítica de Oliveira de Azeméis”. No geral, esta unidade, consta de paragnaisses com bandas de segregação metamórfica quartzo-plagioclásicas e biotíticas e também, de micaxistos com plagioclase, biotite, moscovite e silimanite-fibrolite. Uma e outras destas rochas sofrem fusão parcial e desenvolvimento de migmatização, arterítica, ou injeção de filonetes e diques de granitóides peraluminosos moscovíticos, fortemente afectados pela deformação D3 varisca.

2.1.2.2. Formação de São João de Ver (idade ordovícica)

De acordo com Pereira et al. (2007), do ponto de litoestratigráfico, a Formação de S. João de Ver consta, da base para o topo, de metapórfiros granitóides e metariolitos que exibem blastese de feldspato potássico e moscovite, passagens laterais a metatufos riolíticos. Sucedem-se micaxistos muito deformados às vezes granatíferos com blastese de moscovite onde podem ser reconhecidas todas as fases de deformação varisca. Em alguns locais os micaxistos admitem intercalações de metagrauvaques. A datação U/Pb zircão em amostras de metapórfiros, revela uma idade de $319,5 \pm 2.8$ Ma (Chaminé, 1998) que corresponde à idade de recristalização blastomilonítica (Chaminé, 1998; Pereira et al., 2007).

Estudos petrográficos e geoquímicos, realizados por Santos et al. (2012) e Terra (2014), apontam para que: os “metapórfiros” possam, na realidade, corresponder a granitos de tipo S, de idade varisca (Carbónico), instalados em encaixante metassedimentar com indícios de migmatização; esses granitos foram sujeitos a forte milonitização, resultando, desse processo, texturas inequigranulares, por vezes com matriz fina; as suas composições isotópicas de Sr e Nd foram recalculadas para 470 Ma, tendo sido obtido composições irrealistas, sendo, em alguns casos, impossíveis de existirem em materiais naturais (algumas razões $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ seriam inferiores às da Terra primitiva); visto estar já publicada uma idade de 320 Ma de zircões de um “metapórfiro”, a qual tem sido, até agora, interpretada como registando o metamorfismo, optou-se por usar 320 Ma para o cálculo das composições isotópicas iniciais. Para esta idade, que está dentro da gama de datações habitualmente obtidas em granitóides variscos, os dados da maioria dos “metapórfiros” revelam-se perfeitamente consistentes com a informação geoquímica que os identifica como granitos de tipo S.

2.1.2.3. Granitóides da faixa blastomilonítica de Oliveira de Azeméis

Estes granitóides são de duas micas e considerados de idade varisca precoce e/ou antevrisca. Segundo datações isotópicas (Rb/Sr, terras raras), Pinto (1979, 1982), atribui ao complexo a idade de 379 ± 12 Ma, o que justifica a denominação de granitóides variscos precoces

e/ou ante-variscos (Pereira et al., 2007). Na área em estudo, ocorrem no domínio localizado entre o bordo ocidente da Unidade de Lourosa e o bordo este da formação de S. João de Ver.

Estudos petrográficos e geoquímicos efectuados por Santos et al. (2012) e Silva (2013) mostram que os granitos de Oliveira de Azeméis são rochas derivadas essencialmente por fusão de crosta metassedimentar com forte componente pelítica, como resulta do seu carácter peraluminoso e das composições isotópicas calculadas para idades realistas; a idade que tem sido até agora apresentada como a dos granitos de Oliveira de Azeméis (cerca de 380 Ma) parece demasiado antiga, visto que as composições isotópicas de Sr seriam irrealisticamente baixas com valores de ϵ_{Sr} entre +11 e -89. Estes autores obtiveram, numa amostra de granito, uma isócrona interna (usando rocha total, feldspato, biotite e moscovite) de 301 ± 6 , a qual estará a datar uma etapa tardia do funcionamento do cisalhamento de Porto-Tomar como falha dúctil.

Capítulo 3: Migmatitos, definições e características principais

3.1. Introdução

Ao realizar-se a identificação das litologias presentes na área de estudo tornou-se necessário recorrer a uma nomenclatura que fosse eficaz para este estudo. As litologias identificadas consistem essencialmente em: micaxistos biotíticos com silimanite, localmente migmatizados; migmatitos (metatexitos e diatexitos); e rochas granitóides deformadas com graus de alteração variáveis. No estudo realizado a várias escalas, com observação de afloramentos e amostras de mão, assim como com descrição petrográfica de lâminas delgadas, observaram-se litologias de transição entre as rochas metamórficas metassedimentares mais típicas e as rochas graníticas. Para a descrição e compreensão dessas zonas transicionais, é importante ter em atenção o conceito de migmatito e as ideias que têm sido debatidas acerca do significado deste tipo de litologia.

3.2. Migmatitos e as suas partes constituintes

De acordo com Sawyer (2008), cujo trabalho foi a base principal para a elaboração deste capítulo, o debate em torno dos migmatitos e dos processos envolvidos na sua formação está intimamente ligado às opiniões predominantes sobre os processos de metamorfismo de alto grau e a génese de granitos. No final do século XIX e no início do XX, ao cartografar-se o Precâmbrico dos escudos orogénicos da Fenoscândia (Escandinávia) e da América do Norte, foi descoberto que em muitos locais as rochas metassedimentares passam a granitos. Essas zonas de transição atraíram grande interesse e geraram diversas hipóteses sobre os processos envolvidos.

A polémica sobre a origem dos granitos influenciou, obviamente, as teorias em torno dos migmatitos. Bowen (1928) demonstrou que o magma granítico pode ser produzido por cristalização fraccionada extrema de magmas basálticos, pelo que, na sua opinião, não existiriam magmas “primários” graníticos. Contudo, os dados de campo revelavam que o volume de granitos na crosta é demasiado grande para ser explicado por aquele mecanismo. Adicionalmente, surgiu a percepção da existência, com o aumento da profundidade, de modificação da composição das rochas crustais em direcção a composições graníticas, o que levou ao aparecimento do conceito de “granitização”. Todavia, este conceito revelou-se ambíguo tendo permanecido o debate em torno quer da origem magmática ou não magmática do granito, quer de outros aspectos, como a importância das condições hidratadas ou anidras. Existindo ainda muita controvérsia neste tema, foi desenvolvida uma terminologia descritiva não genética (Dietrich e Mehnert, 1960; Mehnert, 1968).

Mehnert (1968) definiu migmatito como uma rocha compósita que consiste em duas ou mais partes petrologicamente diferentes, uma das quais é rocha encaixante, geralmente metamórfica, sendo a outra parte de aparência ígnea, habitualmente pegmatítica, aplítica, granítica.

Para uma caracterização sem conotação genética, os termos pegmatítico, aplítico e granítico não pareciam apropriados a certos autores, dado que acarretam implicações acerca das respectivas origens. Um outro problema prende-se com a imprecisão quanto ao grau de metamorfismo. Asworth (1985) tentou ultrapassar ambos os problemas com a sua definição de migmatito: “rocha encontrada em áreas metamórficas de médio a alto grau, que é difusamente não homogénea à escala macroscópica, sendo uma parte de coloração pálida de composição feldspática ou quartzofeldspática”.

Apesar de todas as polémicas acerca da génese dos granitos e do que significam exactamente os vários aspectos das litologias migmatíticas, é hoje consensual que os migmatitos representam rochas metamórficas que chegaram a registar os efeitos de processos de fusão parcial. Assim, a definição de migmatito mais correntemente aceite hoje em dia é a proposta por Sawyer (2008):

Migmatito: rocha encontrada em terrenos metamórficos de médio a alto grau, que pode ser heterogénea desde a escala microscópica à macroscópica e que consiste em duas ou mais partes petrologicamente diferentes. Uma das partes (designada por neossoma) deve ter sido formada por fusão parcial e contém rochas que são petrogeneticamente relacionadas umas com as outras e com o seu protólito, através de fusão parcial ou de segregação do fundido a partir da fracção sólida. A parte parcialmente fundida contém geralmente rochas de cor clara, de composição quartzofeldspática ou feldspática, e rochas de cor escura, enriquecidas em minerais ferromagnesianos. No entanto, a parte parcialmente fundida pode ter simplesmente sofrido modificações mineralógicas, microestruturais e de granularidade, sem desenvolver separadamente partes claras e escuras.

3.2.1. Principais constituintes de um migmatito

Numa zona migmatítica, algumas rochas, devido a possuírem composições modais adequadas, sofrem fusão parcial, enquanto outras, mais refractárias, não sofrem o mesmo processo. As rochas formadas por fusão parcial designam-se por neossoma, enquanto as que resistiram a esse processo sem modificações significativas correspondem ao paleossoma. Seguidamente, esses dois tipos de constituintes são abordados segundo a perspectiva proposta por Sawyer (2008).

Neossoma: é a parte de um migmatito que foi formada ou reconstituída durante a fusão parcial. O neossoma pode, ou não, ter sofrido segregação, com separação do fundido da fracção sólida.

Uma característica habitual do neossoma é o tamanho de grão mais grosseiro do que no resto do migmatito (Figs. 9 a 12).



Figura 9: Migmatito tipo metatexito patch, cujo protólito era um gnaiss quartzo-feldspático, que foi parcialmente fundido na fácies anfibolítica. Observam-se os remendos de neossoma no seio do paleossoma. (Ardèche, França; fotografia de Pierre Barbey; Sawyer, 2008).



Figura 10: Migmatito patch, cujo protólito era um metagabro (fácies anfibolítica). Observa-se o paleossoma fracamente foliado com remendos dispersos de neossoma de cor clara, de forma irregular, possivelmente relacionada com as fracturas que se desenvolveram no paleossoma durante a fusão parcial (Cinturão Central Metassedimentar, Canadá; Sawyer, 2008)

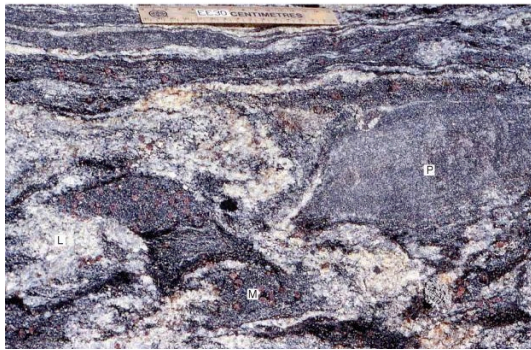


Figura 11: Diatexito schollen, cujo protólito foi um metaturbidito siliciclástico. Observa-se o paleossoma na forma de enclaves (P), de grão fino e mesocrata, com plagioclase, quartzo e biotite, que correspondem a litologias resistentes (metapsamito) que não fundiram. Os metassedimentos restantes, de composição pelítica, sofreram fusão parcial e foram modificados. Está salientada a parte rica em fundido, leucossoma (L) e a parte rica em minerais residuais, melanossoma (M) (Subprovincia Nemiscau, Canadá; Sawyer, 2008).



Figura 12: Diatexito, cujo protólito foi um metaturbidito siliciclástico (fácies granulítica). Este migmatito é quase inteiramente constituído por neossoma e o paleossoma apenas ocorre em pequenos remendos ou schollen de forma arredondada, muito dispersos. O neossoma não pode ser descrito como leucossoma dado que a proporção de minerais ferromagnesianos é muito elevada (Subprovincia Ashuanipi, Canadá; Sawyer, 2008).

A estrutura (estratificação, foliação e dobras) e a microestrutura (forma, tamanho e orientação dos grãos) que existiam previamente à fusão parcial são progressivamente degradadas consoante o aumento do grau e a extensão da fusão parcial e podendo chegar a ser quase totalmente substituídas por novas estruturas criadas pelos processos de formação do neossoma (Sawyer, 2008). Nas Figs. 13 a 15 pode-se observar que o fundido e a fracção sólida se segregaram.

Em muitos migmatitos o neossoma está in situ mas em migmatitos em que a fracção fundida existia em elevada quantidade, o neossoma pode ter-se deslocado.



Figura 13: Metatexito estromatítico de protólito pelítico com apenas duas partes presentes, leucossoma e melanossoma, ambas do neossoma. Nos afloramentos adjacentes existem litologias resistentes, psamíticas, calco-silicatadas e máficas. Este migmatito é polifásico e sofreu anatexia e deformação no Arcaico e no Paleoproterozóico. Observam-se dobras e boudins estando os domínios de leucossoma paralelos à foliação (Complexo Bridge Beit, África do Sul; Sawyer, 2008).



Figura 14: Metatexito, cujo protólito metamáfico era foliado. Observa-se zonamento concêntrico no neossoma. O leucossoma é uniforme, consistindo num leucotonalito de grão grosseiro. Contudo, o melanossoma não é uniforme, sendo rico em hornblenda e desprovido de plagioclase e quartzo na parte mais central e rico nestes minerais na periferia. O paleossoma não fundiu parcialmente (Subprovíncia Abitibi, Canadá; Sawyer, 2008).



Figura 15: Diatexito nebulítico, de protólito pelítico, parcialmente fundido, em que o fundido não se separou significativamente do resíduo, tendo como resultado um neossoma sem distinção de leucossoma e melanossoma. A granularidade é mais grosseira e as microestruturas são muito diferentes das de um metapelito. Os fiapos escuros são reminiscências de leitos psamíticos que foram dobrados. Salienta-se a ausência de foliação e dobramento no neossoma derivado de pelito (Monte Stafford, Austrália; Sawyer, 2008).

Paleossoma: é a parte de um migmatito que não foi afectada por fusão parcial, na qual as estruturas anteriores a esse processo (foliação, dobramento, estratificação) foram preservadas. Os aspectos microestruturais/texturais (tamanho, forma e orientação dos grãos) ou se mantiveram sem modificações ou foram apenas ligeiramente afectados por aumento da granularidade, em comparação com as rochas similares na vizinhança da região afectada por anatexia.

A subdivisão do paleossoma pode ser bastante útil na descrição de alguns migmatitos. Um caso relevante é o dos níveis proeminentes, muito refractários, em particular de rochas calco-silicatadas, quartzíticas e metamáficas, designados por Read (1957) como resisters.

O neossoma e o paleossoma num migmatito estão presentes na Fig. 12, embora existam rochas com estas partes mais individualizadas, sendo a sua morfologia muito variada (Sawyer, 2008).

3.2.2. Termos específicos para o neossoma de um migmatito, segundo a nomenclatura seguida por Sawyer (2008)

No início da fusão parcial, há modificação de um material inicial exclusivamente no estado sólido, protólito, para uma mistura de fundido e fases sólidas, neossoma. A fracção fundida tem viscosidade e densidade baixas relativamente à fracção sólida e, conseqüentemente, as duas partes do neossoma podem ser separadas ou segregadas. A parte do migmatito de que a fase líquida silicatada foi removida designa-se por resíduo.

Resíduo: é a parte do neossoma que é predominantemente a fracção sólida deixada após a fusão parcial, seguida de extracção, em parte ou na totalidade, da fracção fundida. É comum o resíduo também ser designado como restito.

O termo resíduo é muito geral e não tem conotações quanto à cor da rocha ou à sua associação mineralógica. Para determinadas composições modais, muito quartzo-feldspáticas, o resíduo pode ser indicado pela presença dominante de minerais claros, precisamente feldspato e o quartzo, pois a sua abundância no protólito leva a que se encontrem em excesso relativamente às quantidades consumidas na reacção de génese de fundido. Todavia, a fusão parcial de muitas rochas crustais (como os metapelitos, a maioria dos metapsamitos e os metabasitos) geram resíduos com predomínio de minerais ferromagnesianos, pelo que eles são geralmente melanocratas.

Melanossoma: parte de coloração escura no neossoma de um migmatito, rica em minerais como biotite, granada, cordierite, ortopiroxena, hornblenda, clinopiroxena e mesmo olivina. O melanossoma é o tipo de resíduo mais comum.

O parte complementar do resíduo resulta da cristalização do fundido anatético e designa-se por leucossoma (Sawyer, 2008).

Leucossoma: é a parte de coloração clara no neossoma de um migmatito, em geral composto predominantemente por feldspato e quartzo. A sua composição pode não ser necessariamente a de um fundido anatético, pois pode ter ocorrido cristalização fraccionada e conseqüente separação do líquido fraccionado.

A fracção residual, sólida, do neossoma pode geralmente estar in situ no afloramento, mas a fracção fundida é potencialmente móvel. Por esta razão, é útil utilizar alguns termos referentes à mobilização do fundido anatético desde o local de formação até ao local de cristalização, dado que será possível descrever, com base nos dados de campo, os constituintes do migmatito que fundiram, podendo-se conseqüentemente perceber melhor que relações petrogenéticas existem entre os produtos fundidos e as rochas que os rodeiam. Sawyer (2008) propõe várias categorias de leucossoma consoante a sua origem e localização.

Leucossoma in situ: produto de cristalização de um fundido anatótico, ou parte dele, que foi segregado do seu resíduo mas permaneceu no local de formação.

Leucossoma in source: produto da cristalização de um fundido anatótico, ou parte dele, que migrou para fora do local de formação mas permaneceu na zona das litologias que foram fonte do processo de fusão parcial.

Veio leucocrata: produto da cristalização de um fundido anatótico, ou parte dele, que migrou para fora das litologias que lhe serviram de fonte, sendo injectado noutra rocha, mas que se encontra ainda na área ocupada por rochas migmatíticas.

O leucossoma in situ está em contacto com o seu resíduo, que geralmente forma um melanossoma à sua volta (Figs. 14 e 16). Os contactos entre leucossoma e melanossoma são geralmente difusos à escala milimétrica ou centimétrica. A composição de um leucossoma in situ corresponde à de um fundido anatótico (inicial) ou, se houve perda de algum líquido após o início da cristalização, à composição de um cumulado.

Um leucossoma in source deriva de um fundido que se deslocou do local exacto da sua formação, e assim pode estar discordante e possuir limites nítidos (Fig. 17). No entanto, muitas ocorrências são estromatíticas, isto é, bandadas, e por isso alguns dos contactos podem ser difusos. Quanto à sua composição, esta pode corresponder à do fundido anatótico inicial, à de um cumulado, ou à de líquido fraccionado. Visto que sofreu movimentação, o leucossoma in source em geral não engloba resíduo.

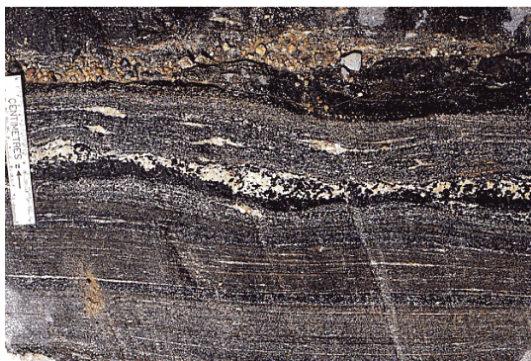


Figura 16: Metatexito estromatítico, de protólito metamáfico. O bandado proeminente no paleossoma formou-se durante um cisalhamento não coaxial que o protólito sofreu, antes e durante a fusão parcial (Subprovincia Abitibi, Canadá; Sawyer, 2008).

Os veios leucocratas possuem contactos nítidos, independentemente de existir, ou não, concordância com as estruturas do hospedeiro (Fig. 17). Não existe relação petrogenética entre o veio leucocrata e a rocha hospedeira. A idade de cristalização do primeiro deve ser consistente com a idade do metamorfismo da última. Quanto à composição dos veios, esta indica geralmente proveniência de líquido fraccionado, embora, em alguns casos, haja composições típicas de fundidos iniciais ou de cumulados.

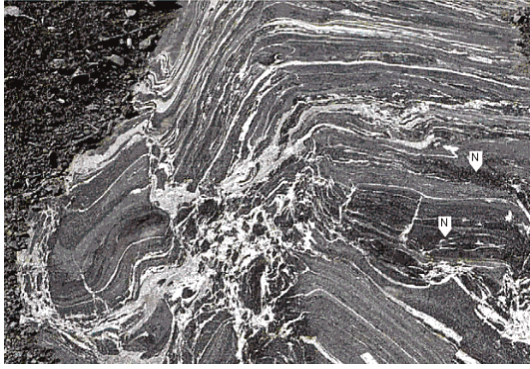


Figura 17: Metatexito venulado, de protólito metamáfic. À primeira vista, parece um afloramento com veios félsicos discordantes, o que pode levar a classificar a rocha como não sendo um migmatito. Ainda, existe neossoma in situ (N), que consiste em melanossoma de grão grosseiro com leucossoma de dimensão milimétrica, que indicam fusão parcial e separação das fracções sólida e fundida no interior do migmatito. A maior parte deste afloramento pode considerar-se paleossoma, com passagem gradual a melanossoma (Subprovincia de Abitibi, Canadá; Sawyer, 2008).

É bastante comum encontrar, num único afloramento de migmatitos, diferentes formas de leucossoma (Oliver e Barr, 1997). A maioria dos afloramentos são pequenos e por esse motivo em geral não se observam veios em torno dos níveis de fonte dos fundidos que permitam examinar a relação com o leucossoma in situ. Todavia, tal observação já é possível nalguns afloramentos de dimensões grandes (Fig. 18), em que se regista uma continuidade petrológica desde os leucossomas in situ, através de leucossomas in source, até diques leucocratas, geralmente com forte controlo estrutural, exercido por zonas de cisalhamento e dobramentos.



Figura 18: Metatexito, cujo protólito é um gnaiss quartzofeldspático aluminoso. Migmatito estromatítico dominado por níveis finos de leucossoma e melanossoma adjacente. Observam-se corpos discordantes de leucossoma e diques de leucogranito (Port Navalo, França; Sawyer, 2008).

A forma mais comum da parte residual de um migmatito é o melanossoma, que ocorre ao longo do limite do leucossoma in situ (Figs. 13 e 14). Outras formas habituais de melanossoma são bolsadas, níveis contínuos ou mesmo corpos de forma irregular (Kenah e Hollister, 1983; Sawyer, 2001; White et al., 2004).

O neossoma, em muitos migmatitos, foi segregado em leucossoma e melanossoma. Contudo, se o fundido e o resíduo não se separarem, não há formação de leucossoma e melanossoma, ou, pelo menos, eles não são tão evidentes, e o termo neossoma bastará para definir exemplos de não segregação (Figs. 19 e 20).



Figura 19: Metatexito de estrutura em rede, de protólito quartzo-feldspático. Esta imagem mostra remendos de neossoma não foliado, numa matriz de gnaiss leucogranítico, foliada e de grão fino (Broken Hill, Austrália; Sawyer, 2008).



Figura 20: Metatexito estromatítico, de protólito semi-pelítico. É observável o neossoma de cor clara que se desenvolveu num gnaiss biotítico de composição modal semi-pelítica, com remendos de grão grosseiro de quartzo e feldspato com cristais de granada de dimensão maior. Não é distinguível o melanossoma nem o leucossoma, dado que o neossoma possui bordos difusos (Namaqualand, África do Sul; Dave Waters; Sawyer, 2008).

O reconhecimento do neossoma e dos seus leucossoma e melanossoma é normalmente uma tarefa simples quando se trata de migmatitos formados a partir de protólitos de cores escuras ou intermédias, como por exemplo nos casos dos metagrauvaques, metapelitos, metadioritos e rochas metamáficas. Pode transformar-se numa tarefa mais complexa se o protólito for leucocrata, como sucede com os granitos, os tonalitos e muitos metapsamitos. Nessas rochas, a distinção de neossoma no paleossoma, no campo, deve ser realizada recorrendo principalmente a modificações na microestrutura, como o fabric ou o tamanho de grão, em lugar de se usar as modificações da composição mineralógica e a cor (Fig. 21).



Figura 21: Metatexito patch, de protólito ígneo félsico. Como se pode observar, é difícil reconhecer estruturas nesta morfologia de migmatitos. No entanto, identifica-se o paleossoma (P), foliado, do Arcaico, o neossoma (N), de cor rosada, clara, em forma de remendos nebulíticos, de grão mais grosseiro, e veios leucocratas (LV), finos, paralelos à foliação, que representam injeção de fundido anatótico (Subprovíncia Opatica, Canadá; Sawyer, 2008).

Existem mais duas definições que é necessário mencionar (Sawyer, 2008):

Fundido (“melt”, em inglês): líquido silicatado sem cristais.

Magma: líquido silicatado que contém cristais que podem ter-se formado a partir do fundido, serem produtos sólidos das reacções de fusão (isto é, produtos peritéticos), ou serem de minerais em excesso.

3.2.3. Termos para outras partes de um migmatito

Quando se está perante migmatitos de morfologia complexa, existem inevitavelmente partes que não são nem leucocratas nem melanocratas. Para descrever estas situações tem-se usado o termo mesossoma, o qual, contudo, se tem revelado com um significado ambíguo. Por exemplo, para Henkes e Johannes (1981), mesossoma corresponde ao protólito, enquanto para Ashworth (1985) é considerado paleossoma. Devido a esta ambiguidade, Sawyer (2008) sugere que a designação mesossoma não deve ser utilizada, propondo que as rochas de cor intermédia sejam descritas como mesocratas e atribuindo-lhes uma posição no neossoma ou no paleossoma em função da informação obtida em cada caso.

Se o fundido e a fracção sólida não se separarem no neossoma, não se gera leucossoma e assim o neossoma será mesocrata. Todavia, nesses casos, surgem granularidade mais grosseira e fabric mais isotrópico, que vão substituir as características microestruturais e texturais anteriores à anatexia, o que ajuda a identificar o neossoma.

Outro aspecto importante consiste em alguns exemplos de leucossoma *in situ* e *in source*, assim como veios e diques leucocratas, em terrenos migmatíticos, os quais estão separados da sua rocha hospedeira por uma estreita franja, a qual é composicional, mineralógica e texturalmente diferente do seu hospedeiro (Fig. 22), mas que não corresponde a uma composição residual.



Figura 22: Selvedge à volta de um veio leucocrata num metatexito, de protólito metapelítico (Wuluma Hills, Austrália; Sawyer, 2008).

O termo usado para designar essa bordadura não residual é selvedge. Várias observações de migmatitos indicam que as selvedges são bastante comuns à volta de veios leucocratas. Sawyer (2008) refere duas hipóteses principais para explicar a formação destas estruturas: (1) reacção entre a rocha hospedeira e fluidos aquosos exsolvidos do fundido a partir do qual cristalizou o leucossoma/veio; (2) troca de componentes, por difusão, entre o fundido anatético (ou o leucossoma/veio já predominantemente cristalizado, durante o seu arrefecimento), e a litologia hospedeira, como consequência da existência de gradientes de actividade química.

As selvedges podem ser leucocratas, mesocratas ou melanocratas. No entanto, é comum um tipo que consiste numa película fina (milimétrica) rica em biotite, ou hornblenda (em rochas metamáficas), que constitui um bordo melanocrata adjacente a diques leucocratas e em alguns casos de leucossoma in source. Neste caso, trata-se de selvedges máficas, as quais não são exclusivas de migmatitos, visto que também são comuns nos limites de filões graníticos que intruíram rochas de baixo grau.

3.3. Classificação morfológica dos migmatitos

Mehnert (1968) introduziu treze termos morfológicos que permitem descrever a aparência de um migmatito em afloramentos. Mais recentemente, Sawyer (2008) considerou que essa terminologia tinha limitações, visto que não contribuía para esclarecer a relação entre as diferentes morfologias e não tomava em consideração os processos petrogenéticos que conduzem à formação de migmatitos. Assim, procurando superar as referidas limitações, Sawyer (2008) apresentou uma actualização da classificação morfológica que, a seguir, se sintetiza.

3.3.1. Divisão morfológica de primeira ordem: metatexito e diatexito

Estudos realizados em terrenos anatóticos revelaram que as morfologias dos migmatitos modificam-se consoante a temperatura atingida no início da fusão das rochas (Sawyer, 2008).

Em rochas em que as condições de anatexia foram atingidas com temperaturas relativamente baixas (por exemplo, pouco acima de 650 °C), o paleossoma é fortemente dominante no migmatito e as estruturas anteriores à fusão parcial (estratificação, foliação metamórfica e dobras) são preservadas. O neossoma caracteriza-se por pequenos corpos de leucossoma com orientações variadas, bordejados por melanossoma.

Para terrenos anatóticos em que se atingiram temperaturas significativamente mais altas (por exemplo, à volta de 900 °C), o neossoma torna-se o mais abundante. O material residual tenderá a ocorrer predominantemente como schlieren de minerais máficos no seio do leucossoma. O paleossoma, quando presente, estará restrito a litologias muito infertéis. Ausentes estão também, normalmente, estruturas anteriores à fusão parcial, excepto se preservadas no interior dos fragmentos de schlieren ou nos raros fragmentos de paleossoma. Em contrapartida, são encontradas estruturas sin-anatóticas, como foliação magmática ou submagmática.

A transição entre uma morfologia e outra é gradual em determinados terrenos migmatíticos. No entanto, existem migmatitos onde passagem entre morfologias é abrupta, normalmente tectónica.

Os tipos de migmatito com predomínio de paleossoma, que se considera terem sido formados em fusão parcial a temperaturas relativamente baixas, designam-se por metatexitos. Quando é o neossoma que predomina, tal facto é interpretado como sendo o resultado de fusão parcial quase completa, e os migmatitos correspondentes designam-se por diatexitos (Mehnert, 1968; Brown, 1973; Ashworth, 1985).

Assim, a passagem de metatexito a diatexito pode ser encarada como reflectindo o incremento do grau de fusão parcial com a temperatura, mas essa perspectiva revela-se incompleta na opinião de Sawyer (2008). Com efeito, mesmo em terrenos granulíticos em que as temperaturas metamórficas atingem 900 °C podem gerar-se metatexitos, se grande parte do fundido for removido à medida que for gerado. Reciprocamente, o líquido formado numa parte dum migmatito pode deslocar-se até outro sector e, aí, acumular-se causando a obliteração das estruturas pré-anatómicas e a transformação dessa parte do migmatito em diatexito. A divisão de primeira ordem da morfologia dos migmatitos deve ser, pois, segundo Sawyer (2008) considerada em termos de fracção de fundido no migmatito.

Desta forma, as definições de metatexito e diatexito foram ligeiramente modificadas, a partir dos conceitos inicialmente propostos por Mehnert (1968), Brown (1973) e Ashworth (1985), por Sawyer (2008), o qual propôs as seguintes formulações:

Metatexito: é um migmatito heterogéneo à escala do afloramento, cujas estruturas coerentes anteriores à fusão parcial são claramente preservadas no paleossoma, onde as microestruturas se mantêm inalteradas. Também é possível uma conservação das estruturas prévias no melanossoma.

Diatexito: é um migmatito em que o neossoma é dominante e em que o fundido foi profusamente distribuído por todo o volume do migmatito. As estruturas anteriores à fusão parcial estão ausentes do neossoma, pois geralmente são substituídas por estruturas de fluxo sin-anatómico (foliação magmática ou submagmática, schlieren) ou por neossoma isotrópico. O neossoma tem aparência variável, reflectindo uma grande diversidade na proporção de líquido, numa gama desde predominantemente leucocrata a predominantemente melanocrata. O paleossoma ocorre em fragmentos pequenos, podendo estar ausente.

A divisão de primeira ordem da morfologia dos migmatitos está representada no gráfico da Fig. 23 em função da proporção de fundido. Na parte superior da Fig. 23a está assinalado que a mudança de metatexito para diatexito ocorreria quando a fracção de líquido correspondesse a 0,26, caso as partículas sólidas na rocha que sofre fusão parcial fossem unicamente esferas rígidas e uniformes (URS). Contudo, nos casos em que as partículas sólidas não são uniformes (NUP), nem quanto ao tamanho nem quanto à forma, a situação estará mais próxima do representado na parte inferior da Fig. 23a, em que poderá haver morfologias transicionais para uma extensa gama de valores de proporção de líquido. Na Fig. 23b, assinalam-se os vários tipos de

migmatitos em função não só da proporção de fundido mas também da intensidade da deformação.

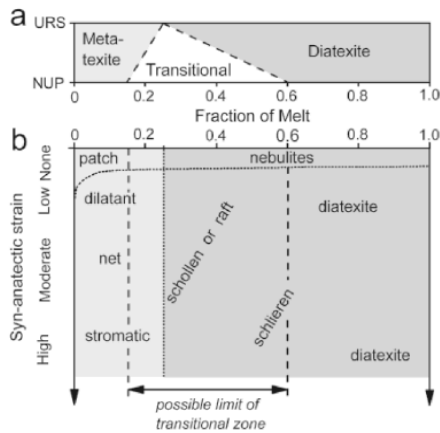


Figura 23: Esquema da divisão dos migmatitos: (a) modelo geral considerando a variação entre o extremo URS (partículas esféricas rígidas) e o extremo NUP (partículas não uniformes); (b) tipos de migmatitos e sua relação com a proporção de fundido e a intensidade da deformação. Extraído de Sawyer (2008).

3.3.2. Divisão morfológica de segunda ordem

Na divisão de segunda ordem, consideram-se as estruturas que ajudam a caracterizar vários tipos quer de metatexitos quer de diatexitos.

A morfologia de um migmatito é, no início da fusão parcial, controlada por factores que determinam o lugar exacto onde irá gerar-se a primeira porção de fundido, formando-se assim o neossoma in situ. Esta morfologia precoce deverá conservar-se melhor em ambientes em que as tensões são mínimas, como por exemplo em auréolas de contacto. Contudo, se existirem tensões diferenciais que actuem no neossoma in situ, ocorrerá migração da fracção fundida para estruturas dilatantes no migmatito. Ou seja, as transformações na morfologia do migmatito, à escala do afloramento, não são unicamente devidas a processos petrológicos, resultando antes da acção conjunta da proporção de fundido nos diferentes sectores do migmatito e do comportamento das rochas quando sujeitas a tensões diferenciais. A localização de domínios distensivos é controlada pela distribuição dos níveis competentes e pela orientação das tensões principais.

Deformação muito intensa conduz geralmente a morfologias mais simples, pois todas as partes do migmatito são fortemente atenuadas ou transpostas, e o paleossoma, o leucossoma e o neossoma tendem a tornar-se paralelos, gerando-se assim morfologias bandadas.

De acordo com os trabalhos de diversos autores, de que são exemplos os de Mehnert (1968) e Sawyer (2008), as principais categorias morfológicas de metatexitos são as seguintes:

- **Migmatitos patch** (Figs. 9 e 21): em que o neossoma ocorre in situ, em domínios discretos, de pequenas dimensões, mas visíveis em afloramento, com formas semelhantes a remendos;

· **Migmatitos de estruturas dilatantes:** em que a localização e geometria dos domínios de leucossoma são controladas pela distribuição de estruturas dilatantes, tais como espaços entre boudins do mesmo nível, locais de ruptura de cisalhamentos, planos de estratificação em charneiras de dobras, fracturas extensionais e fendas de tensão, onde o fundido se gerou ou para onde ele migrou;

· **Migmatitos de estrutura em rede** (Fig. 19): em que o leucossoma se apresenta sob a forma de veios leucocratas que constituem dois ou mais conjuntos orientados, formando uma estrutura em rede, no seio da qual existem corpos poligonais de rochas mais escuras, que corresponderão a neossomas em que a proporção de fundido era menor, a resíduos ou a paleossomas;

· **Migmatitos estromatíticos** (Figs. 13, 16, 18 e 20): em que existem numerosos níveis paralelos, pouco espessos e com continuidade lateral persistente de neossoma (habitualmente leucossoma, mas podendo também ser neossoma não segregado ou melanossoma), que poderão ter explicações variadas, incluindo injeção múltipla de fundido, segregação local de leucossoma e melanossoma, ou transposição tectónica tardia de uma estrutura migmatítica precoce isotrópica.

De entre as morfologias importantes que os diatexitos podem apresentar, destacam-se as seguintes (Mehnert, 1968; Sawyer, 2008):

· **Migmatitos com schollen:** contêm fragmentos tabulares de paleossoma, ou de neossoma residual, designados de schollen, os quais são mais abundantes na transição para os metatexitos e tendem a diminuir de importância na passagem para os diatexitos com *schlieren*;

· **Migmatitos com schlieren:** caracterizado pela presença de finas bandas ricas de minerais máficos (de que o exemplo mais comum é biotite), interpretadas em alguns casos como agrupamentos de grãos tabulares durante o fluxo magmático, enquanto noutros são vistas como representando composições residuais.

Existem morfologias de migmatitos que ocorrem tanto em metatexitos como em diatexitos, como os migmatitos com estruturas dobradas, os migmatitos com estrutura em veios e os migmatitos nebulíticos. As designações dos dois primeiros, por si só, tornam explícitas as características mais salientes desses migmatitos. Quanto ao qualificativo nebulítico poderá aplicar-se a casos em que a estrutura é isotrópica e as fronteiras entre neossoma e paleossoma são difusas. Nos metatexitos nebulíticos, predomina largamente o paleossoma, estando registada, assim, uma etapa incipiente de formação do neossoma. Em contrapartida, os diatexitos nebulíticos (Fig. 15) caracterizam-se por o paleossoma se reduzir a reminiscências dispersas e de contornos mal definidos, que se poderão descrever como fantasmagóricas (*ghost-like*, em inglês) no seio de um neossoma geralmente mesocrático.

Capítulo 4: Descrição e estudo das litologias aflorantes na área de estudo

4.1. Relações de campo

A cartografia geológica realizada, no âmbito deste trabalho, incidiu na área envolvente à Pedreira Sacramento (Fig. 24) e teve como principais objectivos a aquisição de dados sobre as litologias, as suas relações de campo e a correlação com os afloramentos da pedreira. A área de estudo, corresponde a uma área aproximada de 5 km², delimitada, a norte, pelas povoações de Quintã e Outeiro de Cima e a sul pelas localidades de Figueiredo e Casal (Fig. 24). O trabalho de cartografia foi realizada à escala 1:15.000, tendo como base a folha 164 (Oliveira de Azeméis) da Carta Militar de Portugal, do Instituto Geográfico do Exército na escala 1: 25.000, da série M888, e na folha 13D (Oliveira de Azeméis) da Carta Geológica de Portugal na escala 1: 50.000.

Numa abordagem geral, as observações de campo permitem descrever a área como um complexo granítico-migmatítico, com uma possível subdivisão em três litologias principais: micaxistos biotíticos; migmatitos; e granitóides deformados. A fronteira entre estas litologias é, geralmente, difícil de definir à escala do afloramento, porque existe, frequentemente, heterogeneidade nas litologias e porque os contactos entre estas são gradativos. Por outro lado, exceptuando os afloramentos das pedreiras, as rochas apresentam-se, frequentemente, moderadamente a muito meteorizadas física e quimicamente. Em certos locais, o elevado estado de alteração das rochas e/ou a descontinuidade de afloramentos, provocada pela intensa urbanização, impediram a realização da cartografia conduzindo à interpolação de dados. De modo a colmatar as dificuldades sentidas no estudo das rochas aflorantes e na determinação das relações de campo, adoptou-se como metodologia de trabalho, a análise simultânea dos afloramentos com o estudo macroscópico e microscópico de amostras representativas dos afloramentos. Os dados obtidos, à escala microscópica, são apresentados no subcapítulo 4.2. Foi com base nesses dados petrográficos, que se abandonou a primeira denominação, de campo, de micaxistos biotíticos e adoptou-se a designação de micaxistos biotíticos com silimanite, localmente migmatizados (Fig. 24). A localização da amostragem foi realizada com recurso a GPS, tendo-se usado o sistema de coordenadas WGS 1984 UTM Zona 29N e a projecção Transversa de Mercator (Datum: WGS 1984). Os dados de campo e de GPS foram implementados no sistema de informação geográfica (ESRI ArcGIS Desktop). Esta informação, permitiu produzir o mapa litológico e de amostragem que é mostrado na Fig. 24.

Por uma questão de clareza, na escrita deste capítulo, optou-se por apresentar as descrições de campo separadas pelos três grupos litológicos principais, atrás referidos.

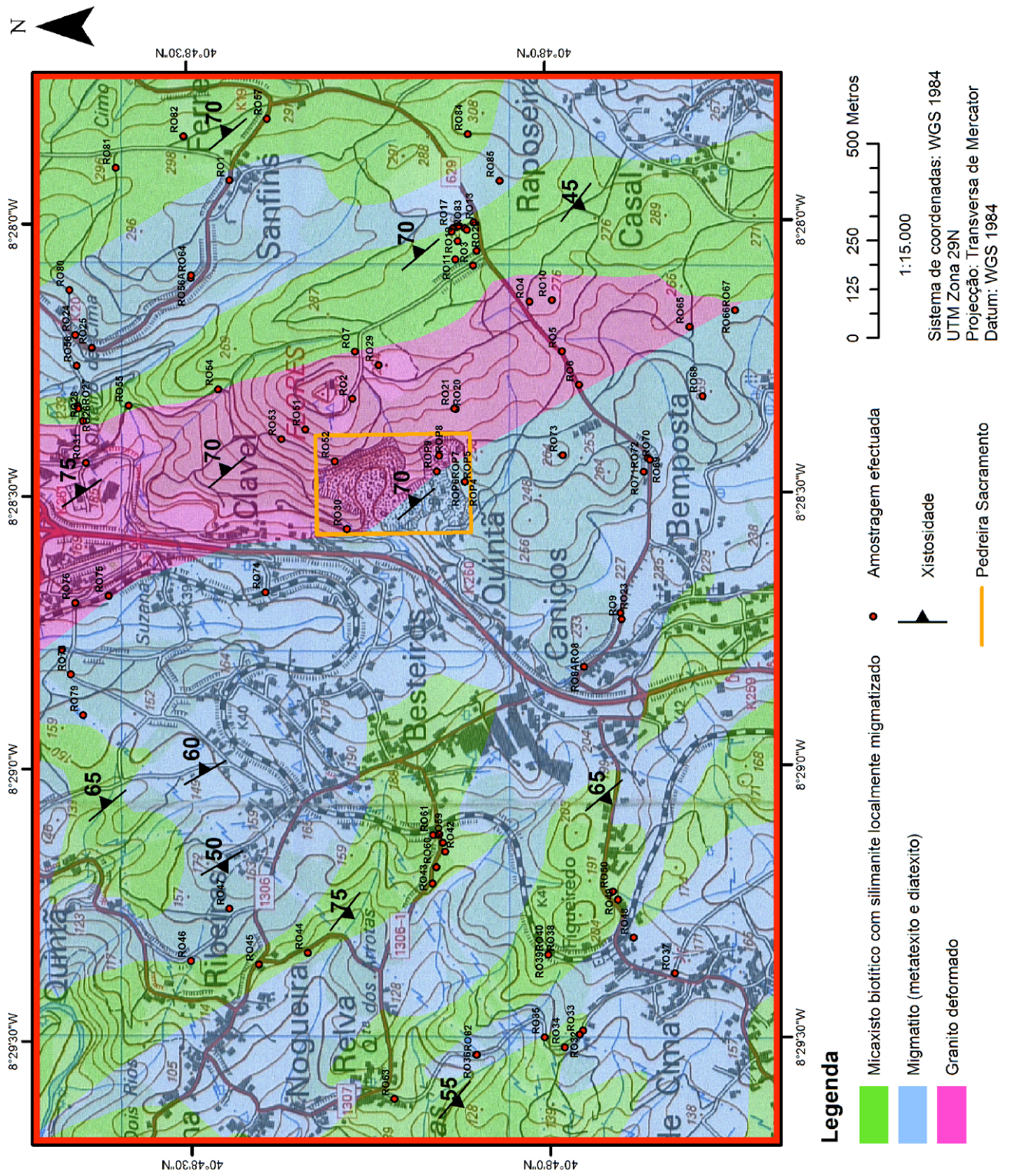


Figura 24: Mapa litológico da área estudada, com a localização da pedra (rectângulo a amarelo) e das amostras que foram colhidas (círculos preenchidos a vermelho).

4.1.1. Micaxistos biotíticos com silimanite, localmente migmatizados

Os afloramentos destes micaxistos, de alto grau metamórfico (subcapítulo 4.2), definem, do ponto de vista cartográfico e do afloramento, retalhos descontínuos delimitados por migmatitos e por granitóides deformados (Fig. 24).

Trata-se de afloramentos de metapelitos e de metapsamitos exibindo, em alguns casos, a estratificação (Fig. 25B) e mostrando uma xistosidade bastante penetrativa, de atitude geral NW-SE (variando entre N20°W e N40°W), subvertical (Figs. 25, 26 e 27). Em domínios localizados, as estruturas indicam que se trata de uma xistosidade de crenulação de plano axial de dobras de plano axial subvertical e que transpõe uma xistosidade anterior (Figs. 25C e 26A). Estes dados são coerentes com as microestruturas observadas em lâmina delgada e permitem a correlação desta xistosidade com a xistosidade S3 regional de idade varisca referida na bibliografia (Capítulo 2).

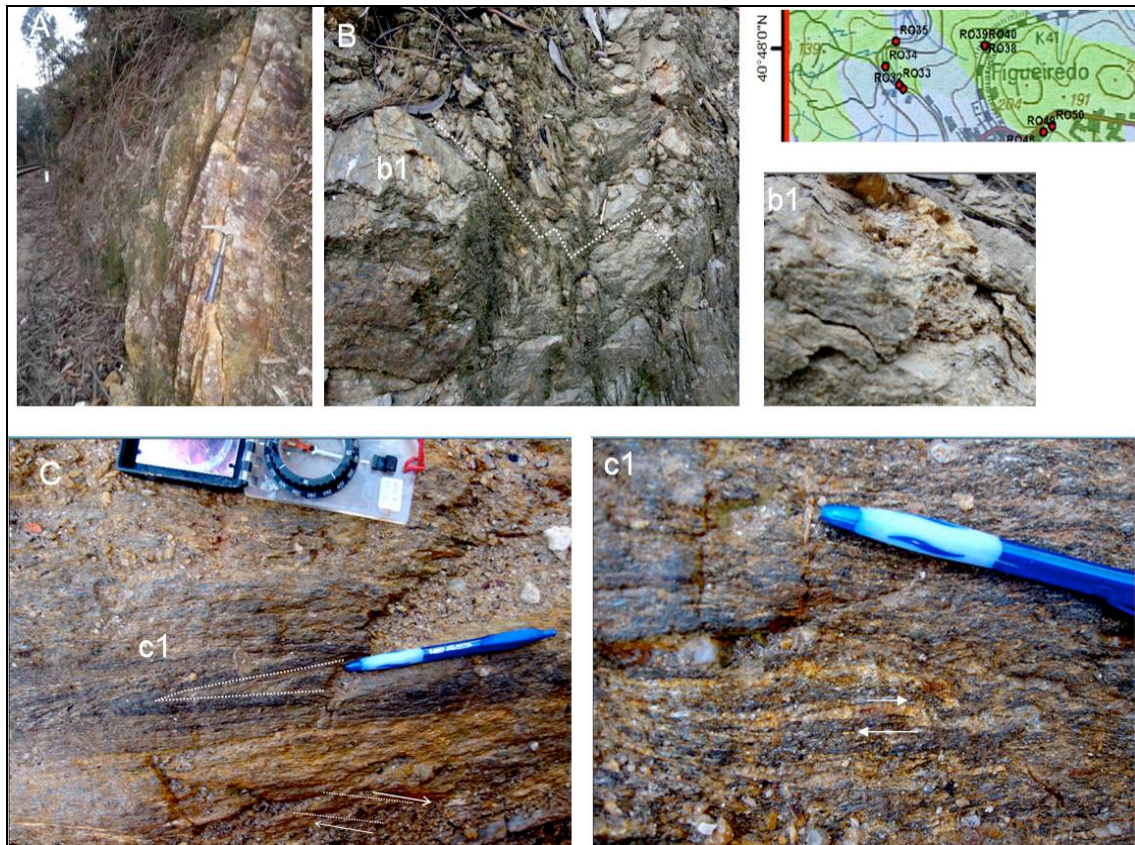


Figura 25: Afloramentos nas imediações de Figueiredo. **(A)** Xistosidade S3 penetrativa verticalizada; **(B)** modificação da xistosidade S3 por dobras tardias do tipo kink. Note-se a presença de estratificação relíquia (S0); **(b1)** pormenor, mostrando a presença de domínios centimétricos de cor clara (composição quartzo-feldspática) intercalados nos domínios mais escuros; **(C)** afloramento no chão, a este dos locais fotografados anteriormente. A xistosidade S3 é de plano axial de dobras isoclinais de plano axial subvertical e está afectada de planos de cisalhamento dúcteis de movimentação direita; **(c1)** pormenor, mostrando o aspecto migmatítico, à escala centimétrica, com os domínios mais claros quartzo-feldspáticos dispostos paralelamente aos planos S3.

Os planos da xistosidade S3 apresentam-se, frequentemente, perturbados por planos de cisalhamento dúctil, N-S a N15°W, subverticais (Fig. 25C), ou por dobras assimétricas consistentes com a movimentação direita (Fig. 26C) relacionada com actividade dúctil do cisalhamento Porto-Tomar. Em alguns locais é visível o rejeito, mais tardio, destes planos de cisalhamento verticais em condições dúctil-frágil (Fig. 27).

Em alguns afloramentos, como os que se localizam nas imediações de Figueiredo, a modificação da atitude geral da xistosidade S3 e dos planos de cisalhamento deve-se a dobras tardias, do tipo kink, que ocorrem à escala métrica (Fig. 25B).

Neste local, de acordo com Pereira et al, 2007, a estrutura é um klippe em que a formação de S. João de Ver, ocorre isolada no seio da formação de Lourosa (Fig. 8 do Capítulo 2). Os dados que aqui foram obtidos e os apresentados por Terra (2014) não permitem confirmar a presença dessa estrutura.

A observação mais pormenorizada destes micaxistos revela, geralmente às escalas da amostra de mão e da lâmina delgada, a existência de um bandado, milimétrico a centimétrico, definido por alternância de domínios, mais ou menos planares, de cor clara de composição quartzo-feldspática, com domínios escuros biotíticos (Figs. 25C, 27B e 28C). O estudo petrográfico realizado mostra que os domínios de cor clara têm composição quartzo-feldspática e que os domínios escuros são formados por biotite e silimanite (sucapítulo 4.2). Este carácter misto constituído por domínios petrologicamente distintos, aponta para tenham sido afectados por fusão parcial incipiente e que se tratem de migmatitos do tipo estromatítico. Foram estes aspectos que levaram a classificar estas rochas como sendo micaxistos biotíticos localmente migmatizados.

Os domínios de cor clara (leucossoma) estão, vulgarmente, intercalados com os domínios escuros, ricos em biotite (melanossoma) e tendem a posicionar-se paralelamente aos planos S3, nas charneiras das dobras D3 e ao longo de planos c (Figs. 25C, 26A e 27B). As observações, em lâmina delgada, mostram que também o leucossoma foi deformado em condições subsolidus. Estas observações sugerem que a instalação de melt tenha sido controlada e contemporânea do período de formação das estruturas D3 (Santos et al., 2013).

Em distâncias de poucos metros, estas rochas passam, gradualmente, a migmatitos de carácter nítido à escala do afloramento (Figs. 26 e 27). Nestes locais, bem como nos migmatitos, observam-se, frequentemente, cristais com 1-2 mm, de moscovite e de turmalina e a presença de pegmatitos contendo turmalina (Fig. 26B).

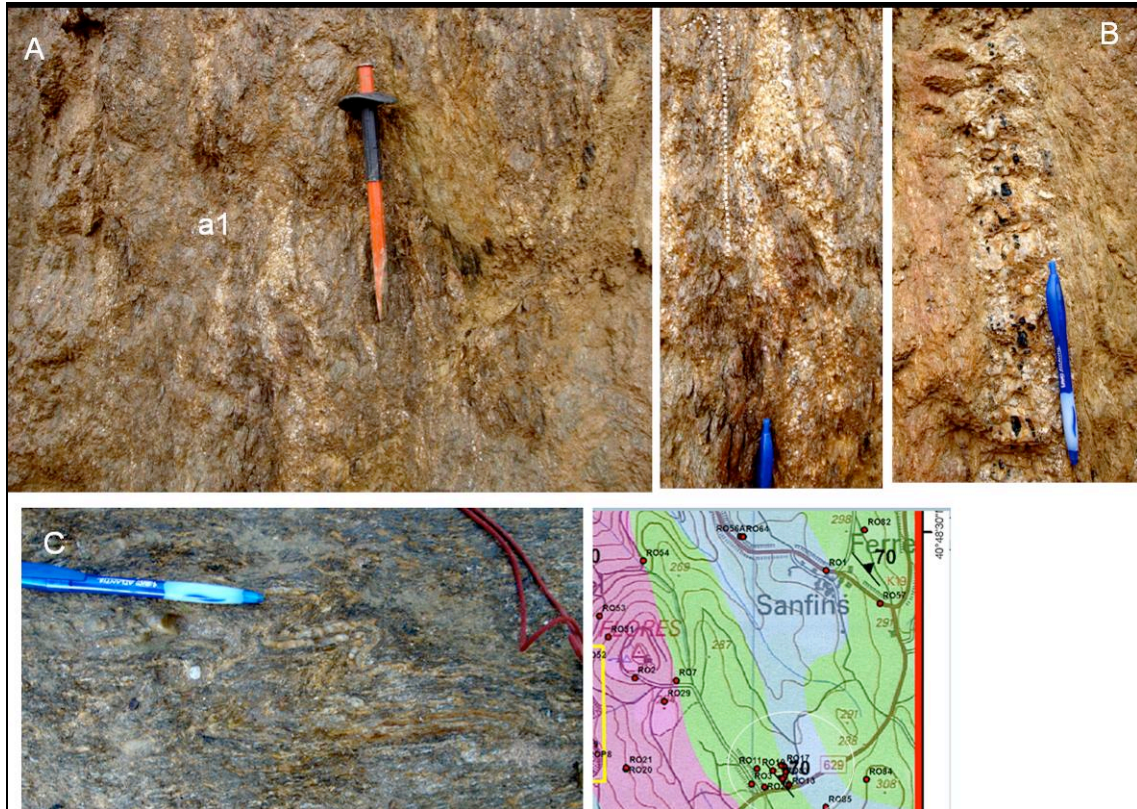


Figura 26: Afloramentos a sul de Flores. **(A)** aspecto dos micaxistos muito alterados, em óxidos de ferro, com domínios restritos de leucossoma dispostos nos planos S3-c verticalizados e nas charneiras das dobras D3; **(a1)** pormenor mostrando leucossoma, nas charneiras das dobras D3; **(B)** veio de pegmatito com turmalina, pouco deformado; **(C)** afloramento no chão, mostrando os planos S3 dobrados (dobras assimétricas dúcteis).

4.1.2. Migmatitos (metatexitos e diatexitos)

A designação migmatito, aqui utilizada, refere-se, tal como foi explicado no Capítulo 3, a rochas, que quer à escala de campo quer à escala da amostra de mão, mostram carácter misto constituído por domínios petrologicamente distintos. Apesar de nos afloramentos de micaxistos biotíticos com silimanite este aspecto ter sido observado, aqui é mais notório à escala do afloramento (Figs. 28 e 29). Tal deve-se ao facto dos domínios claros, de composição granítica, serem aqui muito mais expressivos atingindo, frequentemente, extensões métricas.

Na área cartografada, os migmatitos são a litologia mais representada (Fig. 24). Apesar da heterogeneidade e complexidade destas rochas, os estudos realizados, permitem considerar a presença de dois tipos de migmatitos, metatexitos e diatexitos. Os afloramentos de migmatitos metatexíticos parecem ser mais frequentes no sector mais ocidental seguindo-se, em poucos metros aos afloramentos de micaxistos com migmatização incipiente.

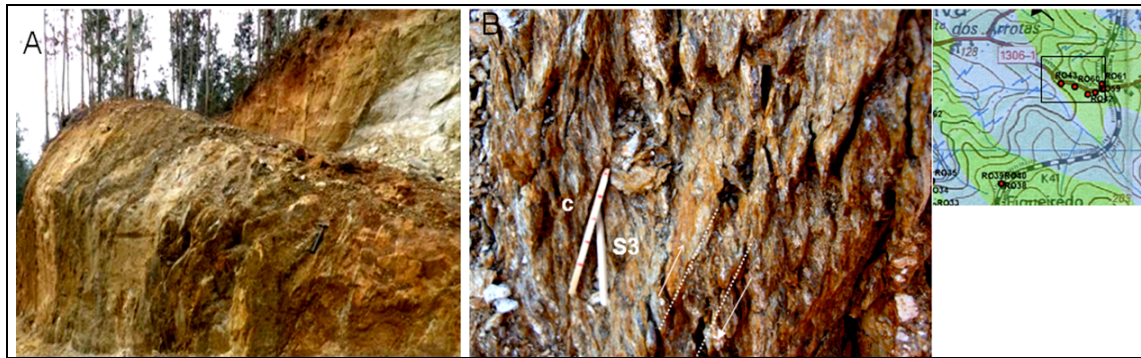


Figura 27: Afloramentos a sudeste da Quinta das Arrotas. **(A)** afloramento de migmatito estromatítico; **(B)** planos S-C nos micaxistos localmente migmatizados, que afloram cerca de 1 m do local onde foi tirada a foto A. Note-se a presença de domínios claros quartzo-feldspáticos alternando com os domínios escuros e a sua disposição nos planos S3-C. No canto inferior direito, observa-se um corpo pegmatítico que parece estar menos deformado.

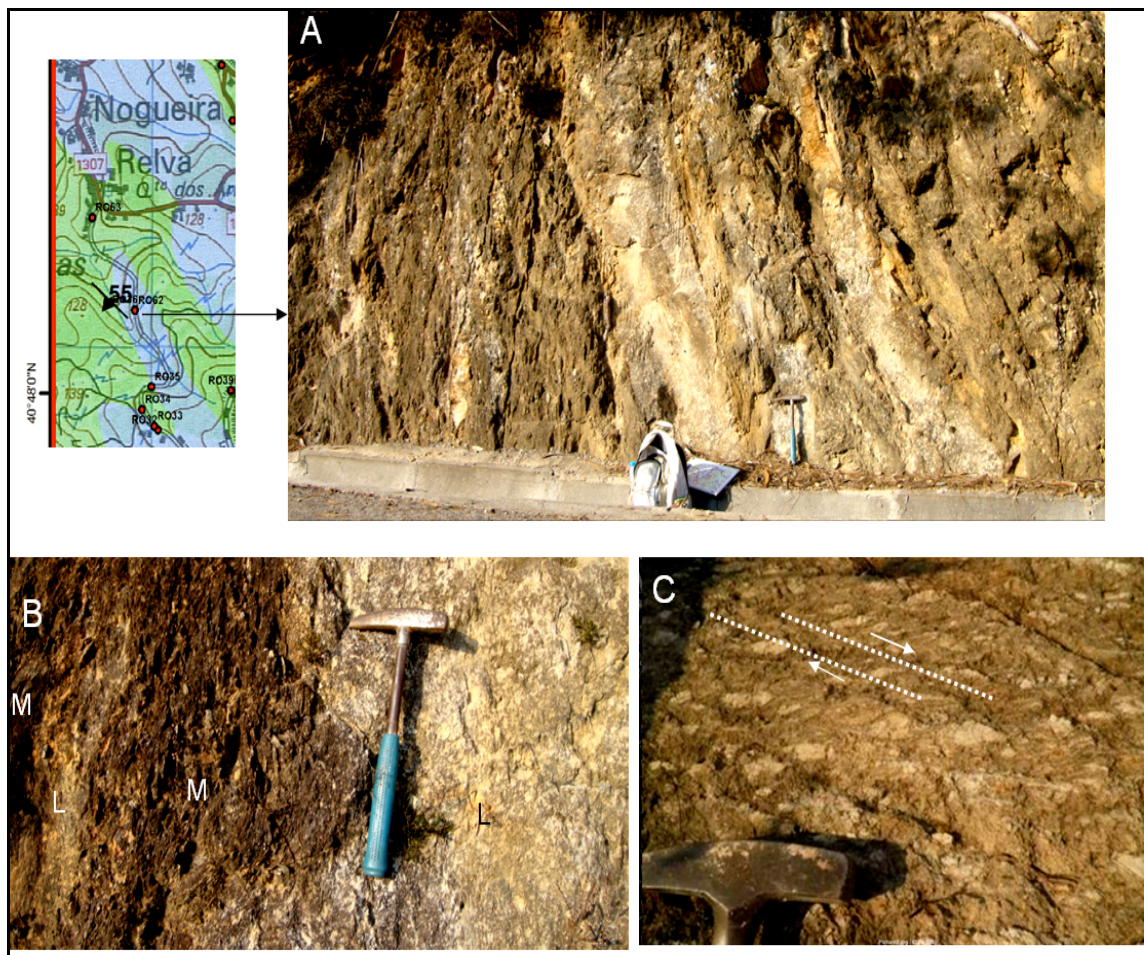


Figura 28: Afloramentos a sul de Relva. **(A)** migmatito metatexítico estromatítico, sendo observados os domínios de melanossoma e de leucossoma; **(B)** Pormenor do afloramento sugerindo o englobar parcial do melanossoma pelo leucossoma granítico. Note-se a preservação das estruturas S-C no melanossoma; **(C)** milonitização do leucossoma, evidenciando o porfiroclástico do feldspato.

Os contactos leucossoma-melanossoma são, geralmente, concordantes com as estruturas S3 (Figs. 27A e 28A) mas também são observados contactos irregulares e algo discordantes (Fig. 28B e 29A). Os estudos realizados no campo e em lâmina delgada, mostram que os domínios de melanossoma preservam as estruturas S3-C, as texturas e a associações mineralógicas encontradas nos micaxistos biotíticos com silimanite com migmatização incipiente. Ambos os domínios (leucossoma e melanossoma) foram afectados pelo cisalhamento, sendo por vezes visível a continuidade destas estruturas dúcteis.

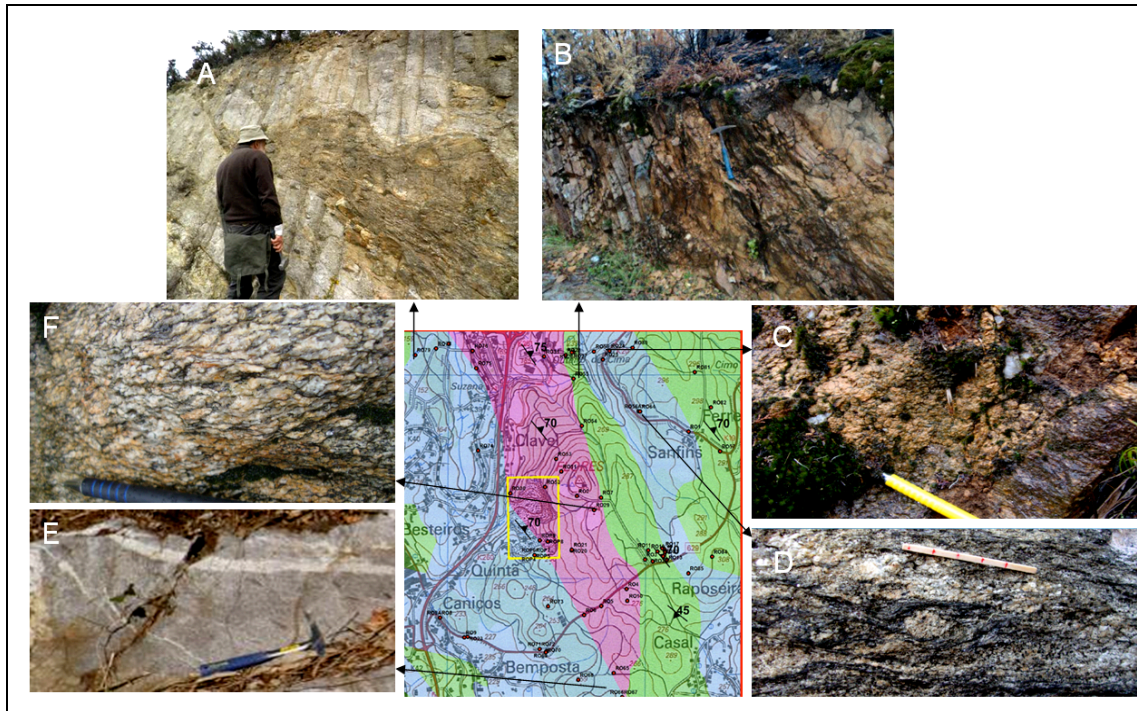


Figura 29: Aspectos dos afloramentos localizados mais próximos da Pedreira Sacramento. (A) Suzana, retalhos de melanossoma no seio de leucossoma granítico; (B) e (C) Outeiro de Cima, afloramentos de migmatito metatexítico com bolsadas discordantes de leucossoma; (D) norte de Sanfins, granito milonitizado no seio de migmatito, observando-se porfiroclastos de feldspato; (E) Bemposta, diatexito, contendo alguns retalhos orientados de melanossoma e veios tardios de cor clara; (F) Flores, granito milonitizado.

Os afloramentos, especialmente localizados mais próximos da faixa de orientação NW-SE de granitos deformados (Fig. 24), mostram que a proporção de leucossoma relativamente ao melanossoma, tende a ser mais elevada (Figs. 29A e 29E). Em alguns deles, como os localizados nas proximidades de Bemposta, são encontradas rochas de cores mais claras (Fig. 29E) do que as que são observadas nos metatexitos, com anisotropia menos nítida e onde o melanossoma metapelítico só é reconhecido em domínios descontínuos (Fig. 29E). O estudo petrográfico (subcapítulo 4.2) mostra que se trata de diatexitos. A presença deste tipo de migmatito, nesta área, foi identificada e estudada por Santos et al. (2012), na Pedreira Sacramento, na transição entre os migmatitos metatexíticos e o granito de duas micas milonitizado.

4.1.3. Granitóides deformados

Os afloramentos formados por estas rochas estão espacialmente associados a migmatitos (metatexitos e diatexitos) e inserem-se, de acordo com a carta geológica 13-D (Pereira et al., 2006), na formação de São João de Ver – metapórfiros, e nos granitóides da faixa blastomilonítica de Oliveira de Azeméis (Fig. 8 do Capítulo 2).

As observações realizadas apontam para que se trate de granitos milonitizados (Fig. 29D e 29F), sendo identificados planos dúcteis S-c a contornar porfiroclastos (Figs. 28C, 29D e 29F). Localmente, são encontrados encraves biotíticos, centimétricos, orientados ao longo dos planos S-c. As microestruturas observadas são sempre consistentes com a movimentação direita do cisalhamento Porto-Tomar.

Estudos de campo e petrográficos mais detalhados e de geoquímica elementar e isotópica realizados por Santos et al. (2012) e Terra (2014) apontam para que se trate de granitos do tipo S e que as rochas cartografadas, por Pereira et al. (2007), como metapórfiros correspondam, na realidade, a granitos de tipo S, de idade varisca (Carbónico), sujeitos a forte milonitização, resultando, desse processo, texturas inequigranulares, por vezes com matriz fina.

4.1.4. Afloramentos da pedreira de Sacramento

O estudo dos afloramentos da Pedreira Sacramento permite identificar, como litologias principais, migmatitos (metatexitos e diatexitos) e granitos milonitizados com características estruturais, microestruturais e composicionais análogas às dos mesmos tipos de rochas encontradas na zona envolvente (Fig. 24). Na pedreira, as rochas estão, geralmente, sãs ou pouco alteradas e os afloramentos são excelentes permitindo o estudo do granito milonitizado e dos migmatitos (diatexitos e metatexitos) e das suas transições. A ilustração dessas relações de campo é mostrada nas Figs. 30, 31 e 32, com as fotografias tiradas no ano de 2012.

Os migmatitos ocorrem em diversas morfologias, quer metatexitos quer diatexitos.

As observações de campo e o estudo petrográfico de amostras representativas, mostram que no sector sul da pedreira predominam os migmatitos enquanto no sector mais a norte os afloramentos de granito são os mais importantes. Apesar dos contactos serem gradativos, as observações realizadas permitem confirmar os dados previamente obtidos por Santos et al. (2012) sobre a presença de um contacto geológico de orientação NW-SE entre os migmatitos e o granito milonitizado.



Figura 30: Fotografias dos afloramentos da Pedreira Sacramento (ano 2012) com a classificação das litologias aflorantes e a marcação da orientação geral dos limites gradativos entre as litologias (linhas brancas a tracejado).



Figura 31: Fotografias dos afloramentos da Pedreira Sacramento (ano 2012) com a classificação das litologias aflorantes e a marcação da orientação geral do limite gradativo (linha branca a tracejado) entre o diatexito e o granito de duas micas milonitizado no sector norte da pedraira. O afloramento de metatexito afectado de dobramento foi observado na parte sul da pedraira.



Figura 32: Fotografias de pormenor mostrando alguns aspectos morfológicos dos migmatitos que afloram na Pedreira Sacramento. (A) Metatexito com estrutura estromatítica; (B) Diatexito com morfologia nebulítica; (C) Diatexito mostrando morfologia estromatítica; (D) Transição diatexito a granito.

4.2. Petrografia

Como já foi referido, o estudo petrográfico realizado teve como principais objectivos o estudo das litologias e a cartografia dos afloramentos. Neste subcapítulo apresentam-se os dados microestruturais e composicionais, obtidos no estudo das lâminas delgadas, das amostras recolhidas. As rochas foram classificadas tendo como base a identificação textural, a identificação dos minerais e as suas percentagens em volume, estimadas visualmente a partir da carta desenvolvida por Philpotts (1989). Esses resultados são apresentados no Anexo A1. As abreviaturas adoptadas para os nomes dos minerais são as propostas por Whitney e Evans (2010).

4.2.1. Micaxistos biotíticos. com silimanite, localmente migmatizados

A maior parte das amostras são metapelitos, contendo como fases minerais essenciais biotite e silimanite (em percentagem modal da ordem dos 70-80%) e quartzo, e como fases acessórias turmalina, moscovite, granada, zircão e andaluzite. A associação mineralógica mais comum é $Bt + Sil + Qz + Ms_2 \pm Grt \pm Crd \pm Tur \pm And \pm Zrn$. A alteração em óxidos de ferro é bastante significativa, conferindo tons acastanhados a estas rochas.

Nas lâminas delgadas de amostras de mão onde é reconhecido um bandado, são observados domínios, geralmente planares, de composição quartzo-feldspática (Fig. 33C) reflectindo a presença de leucossoma e de migmatização incipiente. Nestas amostras, tal como nas recolhidas em afloramentos considerados, no campo, como sendo formados de migmatito, regista-se a presença de cristais comparativamente mais desenvolvidos de moscovite (0,2-1 mm). Estes cristais, como adiante se descreverá, são interpretados como tendo resultado de um processo hidrotermal activo no período que decorreu após a formação dos planos S3 e durante a actividade dúctil do cisalhamento (planos C). Para distinguir a presença textural destes cristais, utiliza-se a designação Ms2.

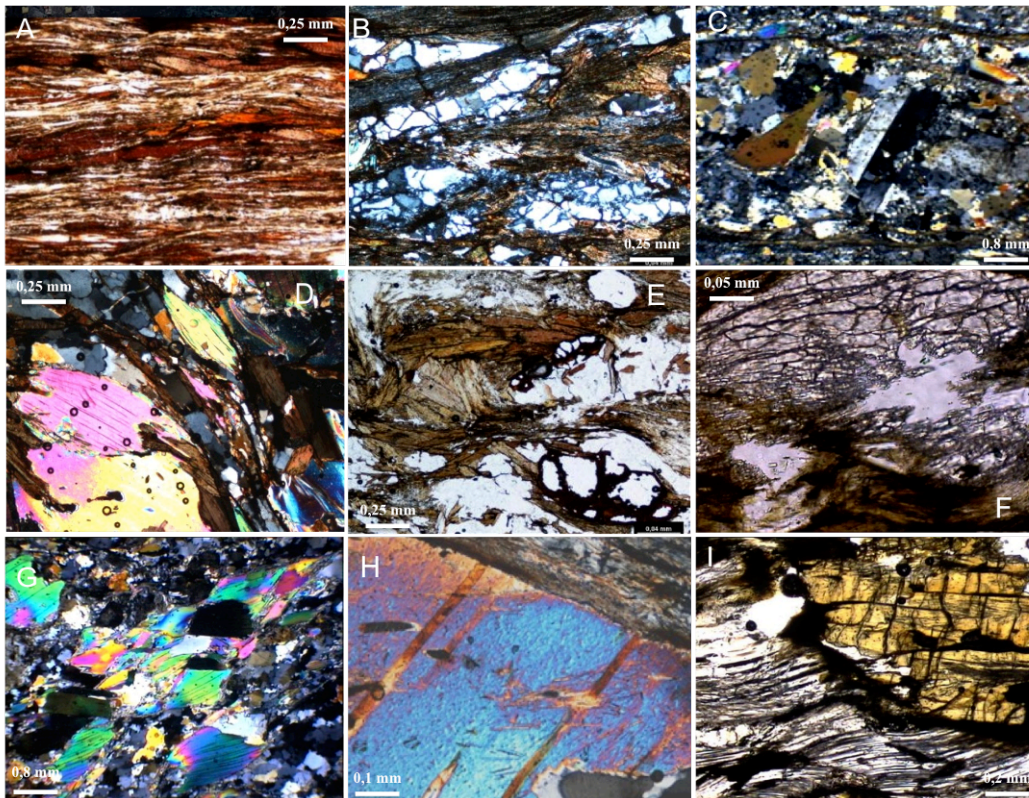


Figura 33: (A) RO 15 e (B) RO12, foliação penetrativa definida por Bt e Sil, perturbada por planos c dúcteis; (C) RO59b, aspecto do leucossoma; (D) RO17, porfiroclastos de moscovite Ms2, com morfologia mica-fish incorporando Bt, note-se a ausência de Ms nos planos S-C definidos por Bt e Sil; (E) RO12, dobramento de uma xistosidade anterior e reorientação e formação de novos cristais de Bt e de Sil na xistosidade de crenulação S3; (F) RO12, porfiroclasto de andaluzite com bordos dissolvidos, parcialmente transformada em agregado de cristais de silimanite fibrolítica e prismática; (G) ROP10, importância modal dos cristais de Ms2 num migmatito; (H) RO15, cristal de Ms2 contendo inclusões de Sil e Bt orientadas numa direcção paralela à dos planos S3 definidos por Bt-Sil na matriz adjacente; (I) RO18, porfiroclasto de Tur contendo Sil e Bt orientadas paralelamente aos planos S3-C externos.

As texturas observadas são lepidoblástica e lépido-granoblástica, modificadas por diferentes graus de milonitização. Apresentam, habitualmente, uma xistosidade penetrativa definida pelo alinhamento preferencial de cristais de biotite e de silimanite (fibrolite e por vezes silimanite prismática) (Figs. 33A, B, C e D e F). Localmente, verifica-se que a xistosidade é de crenulação, sendo

visíveis microestruturas de dobramento de uma xistosidade anterior e a reorientação e formação de novos cristais de biotite e de silimanite nos planos S3 (Fig. 33E). Com base nos dados bibliográficos (apresentados no Capítulo 2) e de campo (subcapítulo 4.1 deste capítulo), esta anisotropia tectónica é considerada como correspondendo à S3 regional, gerada durante a fase D3 varisca.

Em toda a área estudada a xistosidade S3 está, frequentemente, perturbada por planos dúcteis de cisalhamento gerando microestruturas S-C miloníticas (Fig. 33 A, B e D) e morfologia mica fish em porfiroclastos de moscovite Ms2 (Fig. 33D, G e H). Estas microestruturas, coerentes com deformação dúctil numa zona de cisalhamento e com movimento direito, relacionam-se com a actividade dúctil do cisalhamento Porto-Tomar.

A silimanite, habitualmente da variedade fibrolite, está, predominantemente, associada à biotite, encontrando-se com ela interligada e alinhada nos planos S3-C (Fig. 33A e B). Mais raramente, a mesma associação mineralógica é observada em arcos poligonais que mimetizam o dobramento D3. Estes dados levam-nos a considerar que a silimanite é resultante do metamorfismo orogénico, que terá nucleado e recristalizado, de modo expressivo, no período sin-tectónico ao das estruturas S3-c.

A possível existência de granada é sugerida, pela presença de buracos com bordos e fracturas preenchidas por óxidos (Fig. 33E). A andalusite é observada na forma de porfiroclastos, muito fracturados e de bordos dissolvidos, parcialmente transformados em agregados de cristais de silimanite fibrolítica e prismática que continuam para fora do cristal ao longo dos planos S3-C (Fig. 33F). Esta textura reaccional sugere que estas rochas tenham sido submetidas a condições que provocaram a instabilidade da andalusite, a passagem para o campo de estabilidade da silimanite ao longo de um trajecto metamórfico marcado por aumento de temperatura.

A moscovite está pouco representada na forma de cristais, de dimensão similar á da biotite (0,375 mm por 0,125 mm), alinhados nos planos S3-C (Figs. 33A, B, D e I) mas forma, vulgarmente porfiroclastos com estrutura mica fish (Fig. 33D e G). Estes cristais (Ms2), comparativamente mais desenvolvidos (0,3-1 mm) e de carácter algo discordante em relação aos planos S3 (Fig. 33D e H), contêm, vulgarmente, inclusões planares ou encurvadas definidas por cristais de silimanite fibrolítica e de biotite de dimensão idêntica e com a mesma orientação da dos cristais dos mesmos minerais na área adjacente da matriz (Fig. 33H). Estes aspectos texturais foram interpretados como indicando que a Ms2 terá recristalizado tardiamente num período em que os planos S3 já estariam definidos, e teriam sido deformados antes ou durante o período de formação dos planos c. A mesma interpretação é realizada nos porfiroclastos de turmalina contendo cristais de silimanite e de biotite orientados paralelamente à direcção S3-C observada na matriz (Fig. 33I). O enriquecimento modal em Ms2, turmalina e quartzo (com abundantes inclusões fluidas), é particularmente notado nas amostras posicionadas mais próximo de migmatitos e nos migmatitos (Fig. 33G). Os dados apre-

sentados sugerem que os cristais de Ms2 estejam relacionados com um acontecimento hidrotermal que terá re-hidratado e metassomatizado estas rochas, durante ou após o pico metamórfico definido pela associação silimanite-biotite.

As associações mineralógicas e as microestruturas observadas permitem afirmar que estes micaxistos foram sujeitos a metamorfismo orogénico, em condições de grau alto, zona da silimanite, topo da fácies anfibolítica – transição para fácies granulítica. A existência de texturas reaccionais, mostrando a substituição parcial da andalusite em silimanite, indica a sequência de recristalização andalusite→silimanite e aponta para um trajecto metamórfico P-T prógrado desencadeado por aumento de temperatura. Terão sido, re-hidratadas e metassomatizadas durante ou após o pico metamórfico definido pela associação silimanite-biotite.

4.2.2. Migmatitos (metatexitos e diatexitos)

4.2.2.1. Metatexitos

As amostras de mão de metatexitos exibem morfologia, predominantemente, estromatítica. As lâminas delgadas foram realizadas nos domínios de melanossoma e de leucossoma. O estudo microscópico efectuado revela que ambos os domínios (leucossoma e melanossoma) foram afectados de deformação dúctil e que o enriquecimento modal em moscovite (Figs. 33G, 34A e C) se relaciona com a presença dos cristais Ms2, anteriormente descritos.

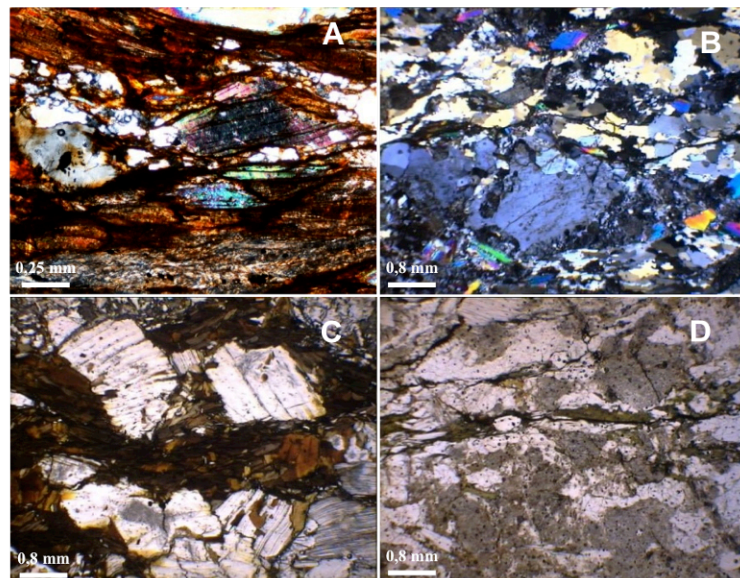


Figura 34: Aspectos dos metatexitos em lâmina delgada. **(A)** RO15, disposição do leucossoma paralelamente ao melanossoma formado por Bt e Sil, note-se a continuidade dos planos S-c nos dois domínios; **(B)** RO24b, porfiroclasto de feldspato alcalino, no leucossoma milonitizado, mostrando estrutura mortar; **(C)** RO23, enclave Bt-Sil-Ms2, note-se a presença de Sil nos cristais de Ms2; **(D)** RO56a, alteração do feldspato e presença de Bt verde ao longo de fracturas.

4.2.2.1.1. Melanossoma

O melanossoma é formado por $Bt + Sil + Qz + Ms_2 \pm Grt \pm Crd \pm Tur \pm And \pm Zrn$.

O estudo microscópico revela a presença dos mesmos aspectos microestruturais (penetratividade de planos S3-C) e composicionais (importância modal da associação Bt-Sil) encontrados nos micaxistos biotíticos com silimanite e migmatização insipiente. As principais diferenças detectadas exprimem-se na existência de Kfs e Pl, provavelmente relacionada com os limites difusos de leucossoma, e no aumento da percentagem modal de Ms_2 (Fig. 33A). Tal como os micaxitos estão, frequentemente, muito alterados em óxidos de ferro e é esta alteração que confere às amostras e aos afloramentos os tons acastanhados.

4.2.2.1.2. Leucossoma

Nos domínios de leucossoma a associação mineralógica mais frequente é $Qtz + Kfs + Pl \pm Bt \pm Ms_2 \pm Tur \pm Sil$. O quartzo e o feldspato são minerais essenciais e os filossilicatos são geralmente fases acessórias (raramente atingem 10% vol). A silimanite (fibrolite) é encontrada em cristais orientados associada à biotite ou no interior dos cristais Ms_2 (Fig. 35B e C). A mesma textura e associação mineralógica é observada em encaves de melanossoma (Fig. 35C). A textura é protomilonítica (Fig. 35A e B), com todos os cristais a apresentarem aspectos microestruturais de recristalização dinâmica (Fig. 35A e B). As estruturas S-c são definidas pelo alinhamento de cristais de Bt, pelas formas sigmoidais de agregados de Qtz e Kfs e pela redução de granularidade ao longo dos planos c (Fig. 35A e B). Ambos os tipos de feldspato formam porfiroclastos rodeados pelos planos S-c, internamente muito deformados e revelando estrutura mortar (Fig. 35B).

A alteração do feldspato em minerais de argila é, vulgarmente, muito acentuada (Fig. 35D). A presença de biotite verde e de clorite, alterando biotite castanha, é escassa e só é detectada a fracturas (Fig. 35D).

4.2.2.2. Diatexitos

Em lâmina delgada, estas rochas apresentam-se leucocratas (com <10% vol. Bt) ou mesocratas (cerca de 27% vol. Bt). São rochas deformadas, de granularidade fina, média a grosseira, de aspecto homogéneo, com textura granoblástica inequigranular, contactos indentados entre os grãos e com evidências de deformação dúctil e recristalização dinâmica em cristais formados pelos diferentes minerais (Figs. 35A, B e C). São, geralmente, constituídas por $Pl + Qz + Kfs + Bt \pm Ms \pm Sil \pm Crd + Opq \pm Zrn$. Em várias lâminas delgadas são observados domínios, de bordos irregulares, comparativamente enriquecidos em Bt e Sil (Fig. 35C) que podem corresponder a restos de melanossoma.

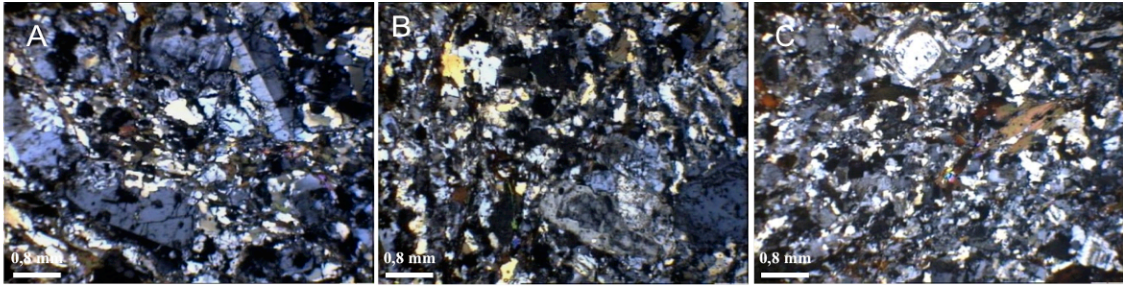


Figura 35: Aspectos dos diatexitos, em lâmina delgada, das amostras RO73 (A), ROP6 (B) e ROP4 (C).

4.2.3. Granitos deformados

As lâminas delgadas analisadas referem-se a amostras colhidas em diferentes pontos da área estudada e inserem-se, de acordo com a carta geológica 13-D (Pereira et al., 2007), na formação de São João de Ver – metapórfiros, e nos granitoídes da faixa blastomilonítica de Oliveira de Aze-meis.

O estudo petrográfico realizado mostra que são rochas quartzo-feldspáticas, leucocratas, com textura protomilonítica, milonítica e ultramilonítica (Fig. 36). Possuem, como minerais essenciais Qz, Kfs (pertitzado e microclina), Pl, Ms e Bt. As fases minerais acessórias são Tur, Ap, Zrn, Be, Sil, And e, mais raramente, minerais opacos.

A mineralogia secundária é, essencialmente, dada por minerais de argila e sericite que alte-ram o feldspato e, de um modo menos expressivo, por clorite que substitui biotite.

Os dados obtidos permitem classificar estas rochas de granitos de duas micas milonitizados.

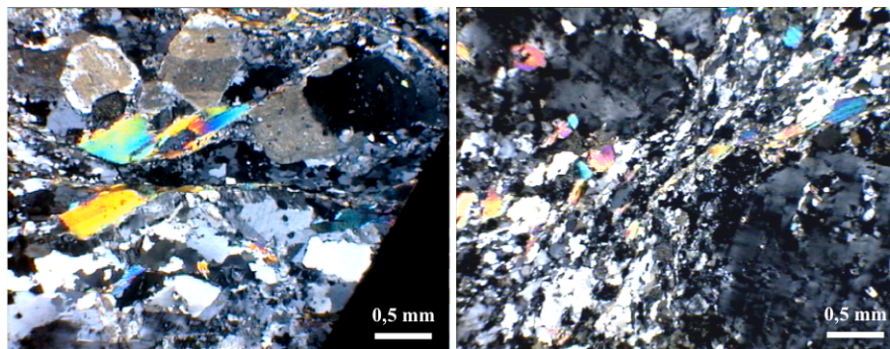


Figura 36: Aspectos dos granitos de duas micas milonitizados.

Estudos petrográficos mais detalhados e de geoquímica elementar e isotópica realizados por Santos et al. (2012) e Terra (2014) apontam para que se trate de granitos do tipo S e que as rochas designados por Pereira et al. (2007) de metapórfiros correspondam, na realidade, a granitos de tipo S, de idade varisca (Carbónico), sujeitos a forte milonitização, resultando, desse processo, texturas inequigranulares, por vezes com matriz fina.

Capítulo 5: Descrição e estudo dos materiais produzidos na Pedreira Sacramento

5.1. Pedreira Sacramento

A Pedreira Sacramento (Fig. 24 do Capítulo 4), situa-se em Travanca, Oliveira de Azeméis. A exploração é feita a céu aberto, em degraus direitos e o método de desmonte é do tipo “flanco de encosta” (Fig. 37A). Em 2011, a área total licenciada era de 97.860 m² e a área total dos trabalhos da escavação de 11.748 m² (Fig. 37B). A cota mais baixa da escavação atingiu os 181 m, com sete degraus da escavação e a quantidade extraída, em 2011, superior à do ano de 2010, foi de 154.409.670 kg (Fig. 37B).



Informação técnica sobre a exploração	Unidade	Valores
Área total da pedreira licenciada	m ²	97860
Área total do plano de lavra		60000
Área total dos trabalhos de escavação		11748
Área licenciada sem intervenção		500
Área do plano de lavra sem intervenção		0
Reservas do plano de lavra aprovado	m ³	517000
Cota mais baixa da escavação	m	181
Cota mais baixa da escavação aprovada no plano de lavra		169
Número de degraus da exploração	nº	7
Altura média dos degraus	m	8
Quantidade de substância extraída (kg)		
B Granito para fins industriais	2011	154409670
	2010	141366900

Figura 37: (A) Aspecto geral da Pedreira Sacramento; (B) Informação técnica sobre a Pedreira Sacramento, retirado do Relatório Ambiental de 2011 (Ministério da Economia e do Emprego).

Os produtos comercializados pela empresa são extraídos e tratados na pedreira, e incluem saibro, areia e pedra britada bem como agregados de granulometria extensa (tout-venant) e agregados betuminosos. A principal aplicação destes produtos é na construção civil e na construção rodoviária.

O material geológico explorado é classificado de granito (Fig. 37B), estando de acordo com a cartografia geológica apresentada na carta 13-D (1981 e 2007). Todavia, os trabalhadores mais antigos da pedreira subdividem-no em “granito azul” e em “granito castanho” e relacionam o primeiro com os produtos de 1ª qualidade.

Nos dias em que gentilmente deixaram, em segurança, trabalhar na pedreira constatou-se que a evacuação dos materiais extraídos ocorria ou no sector norte (onde afloram predominantemente

granitos deformados e diatexitos) ou em simultâneo no meio e no sector sul da pedreira onde se regista a predominância de metatexitos e diatexitos) (ver Capítulo 4).

Este dado, como adiante se verá, foi muito importante na análise dos dados obtidos.

5.2. Desmonte e tratamento do material extraído da pedreira

Na área de desmonte, o modo de evacuação das grandes e pequenas massas é realizada por escavadoras hidráulicas que carregam o material em veículos basculantes tipo dumper que os transportam até ao local onde se situam as instalações de fragmentação.

Para assegurar a qualidade dos agregados produzidos, a Pedreira Sacramento dispõe de modernos equipamentos de fragmentação e de classificação granulométrica.

As instalações de fragmentação (Fig. 38) possuem o seguinte esquema de configuração (Fig. 39): britador de maxilas; granulador primário; e granulador secundário.

Entre cada um dos fragmentadores existe um sistema de crivos, com várias redes, que conduz as partículas para o depósito final do produto ou volta a coloca-las junto da alimentação, criando um sistema de fragmentação fechado. Quando a forma das partículas é achatada torna-se necessário realizar a granulação com recurso a moinho de martelos, adaptando-se por para esse fim a configuração da instalação de fragmentação.



Figura 38: Fotografia das instalações de fragmentação da Pedreira Sacramento, Oliveira de Azeméis (imagem de Bruno Soares). Legenda: 1) Torva e fragmentador de maxilas; 2) Granulador primário; 3) Tela transportadora; 4) Moinho de martelos (impacto); 5) Crivo; 6) Granulador secundário; 7) Torva; 8) Crivo; 9) Produto final armazenado em lotes.

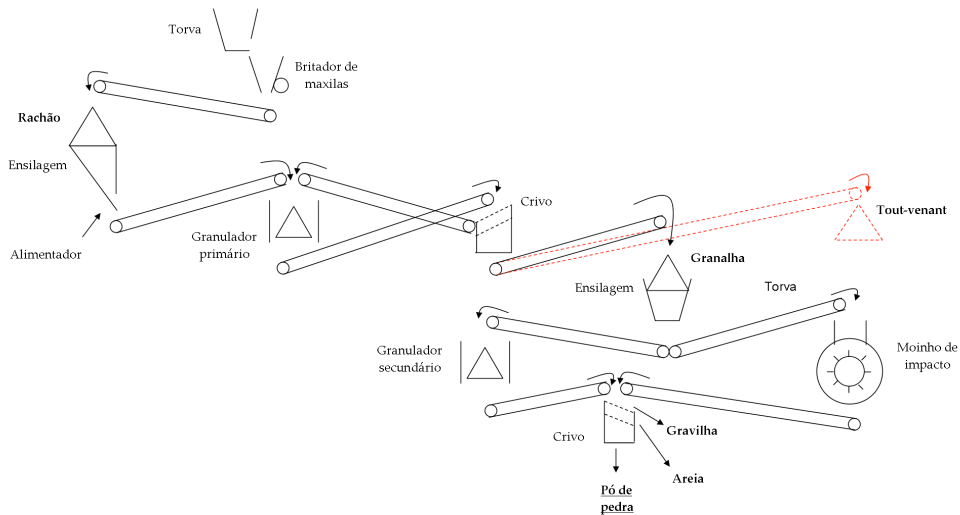


Figura 39: Representação esquemática das instalações de fragmentação da Pedreira Sacramento, Oliveira de Azeméis.

5.3. Fragmentadores e granuladores

Existem quatro fragmentadores nas instalações de tratamento, um de maxilas (fragmentação primária), dois de cones (fragmentação secundária) e moinho de impacto (fragmentação secundária auxiliar). O britador de maxilas recebe as rochas da frente de desmonte, transportadas por dumper e descarregadas na torva, que possui um alimentador vibratório com grelha que descarrega no britador de maxilas (Fig. 40). Este possui movimento composto, na direcção vertical e horizontal, criando um movimento elíptico na maxila móvel (britador do tipo Blake de movimento composto). O granulador primário e o secundário é um fragmentador de cones Nordberg HP400 (Fig. 41).



Figura 40: Britador de maxilas a ser alimentado pela torva (imagem de Bruno Soares).



Figura 41: Granulador Nordberg HP400.

5.4. Materiais produzidos na pedreira

Durante a visita às instalações de tratamento foram recolhidos os produtos com diversas classes granulométricas (Tabela 1), produzidos pelo processo de fragmentação, anteriormente descrito. Esses materiais foram classificados, por técnicos da pedreira, de brita e de tout-venant.

Tabela 1: Classes granulométricas dos produtos da pedreira.

Referência	Classe granulométrica (mm)	Tipo de produto
ROA1	0/4	Areia
ROA2	4/8	Granalha
ROA3	8/16	Brita
ROA4	11,2/22,4	Brita
ROA5	22,4/45	Brita
ROA6	0/31,5 (1ª qualidade)	Agregados de granulometria extensa
ROA7	0/45 (2ª qualidade)	

Os materiais que se recolheram durante uma deslocação às instalações de fragmentação da Pedreira Sacramento foram amostrados de acordo com a norma NP EN 932-1:2002 – Ensaios das propriedades gerais dos agregados – Parte 1: Métodos de amostragem. Esta norma regula as quantidades necessárias de amostra consoante a sua dimensão, o tipo de instrumento a usar e a forma como é retirada do local. Foram recolhidas amostras de areias, granalhas e britas de cinco lotes granulométricos e duas amostras de tout-venant. Na Tabela 2 estão representadas as referências das amostras, as classes granulométricas, tipo de agregados amostrados e a quantidade de amostra recolhida.

Tabela 2: Dados da amostragem dos produtos recolhidos na Pedreira Sacramento.

Referência	Classe granulométrica (mm)	Tipo de Agregados	Massa recolhida (g)
ROA1	0/4	Areia	198
ROA2	4/8	Granalha	591,9
ROA3	8/16	Brita	2473,7
ROA4	11,2/22,4	Brita	4967
ROA5	22,4/45	Brita	18397
ROA6	0/31,5 (1ª)	Agregados de granulometria extensa	9455
ROA7	0/45 (2ª)		20096

Os agregados que se recolheram têm composição essencialmente granítica, contendo algumas rochas migmatíticas.

Os agregados britados de granulometria extensa (tout-venant) possuem uma composição heterogénea, desde a granítica até à migmatítica. Todavia, nestas amostras, existe predominância do material granítico nos calibres graúdos.

As análises realizadas do material recolhido consistiram: análise granulométrica, análise petrográfica, fluorescência de Raios-X (FRX) e difracção de Raios-X (DRX). Os resultados das análises de fluorescência de Raios-X, através de um algoritmo desenvolvido neste trabalho, permitiram estimar a composição mineralógica normativa das amostras.

5.5. Análise petrográfica das amostras

Apesar da heterogeneidade litológica existente, foram seleccionados fragmentos que seriam os mais representativos dos produtos de diferentes classes granulométricas (Fig. 42). O estudo petrográfico, em amostra de mão, sugere que: (1) os fragmentos são de rochas sãs ou pouco alteradas; (2) o conjunto dos fragmentos classificados de “brita” apresenta-se muito mais claro do que os fragmentos incluídos nos conjuntos (tout-venant de 1^o e 2^a qualidades); (3) os fragmentos de brita são de granitos de duas micas deformados; (4) nos tout-venants predominam os fragmentos de migmatitos, com proporção variável de leucossoma – melanossoma, e existem alguns fragmentos de granito deformado.

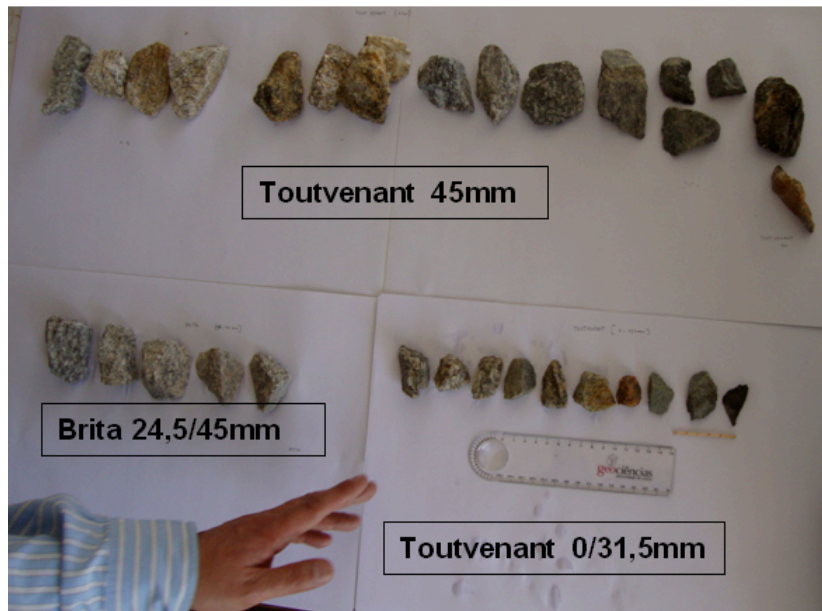


Figura 42: Fragmentos seleccionados como sendo representativos dos produtos fragmentados expostos na Tabela 2.

De modo a confirmar os dados anteriormente referidos e esclarecer se alguns dos fragmentos de tout-venant seriam de granito ou se corresponderiam a leucossoma de migmatito, procedeu-se à

selecção de algumas amostras (Fig. 43) e ao seu estudo petrográfico à escala microscópica. As amostras seleccionadas são mostradas na Fig. 43 e a composição mineralógica modal (Tabela 3) foi estimada visualmente na área da lâmina delgada.

Os resultados obtidos e o estudo comparativo com os dados apresentados no subcapítulo 4.2 (petrografia), sugerem o seguinte: (1) que a amostra B1 da brita e a amostra TV 45-1, de tout-venant de 2ª qualidade, são provenientes do afloramento de granito de duas micas milonitizado; (2) que as restantes amostras de fragmentos dos tout-venants de 1ª e 2ª qualidades são oriundos dos migmatitos.

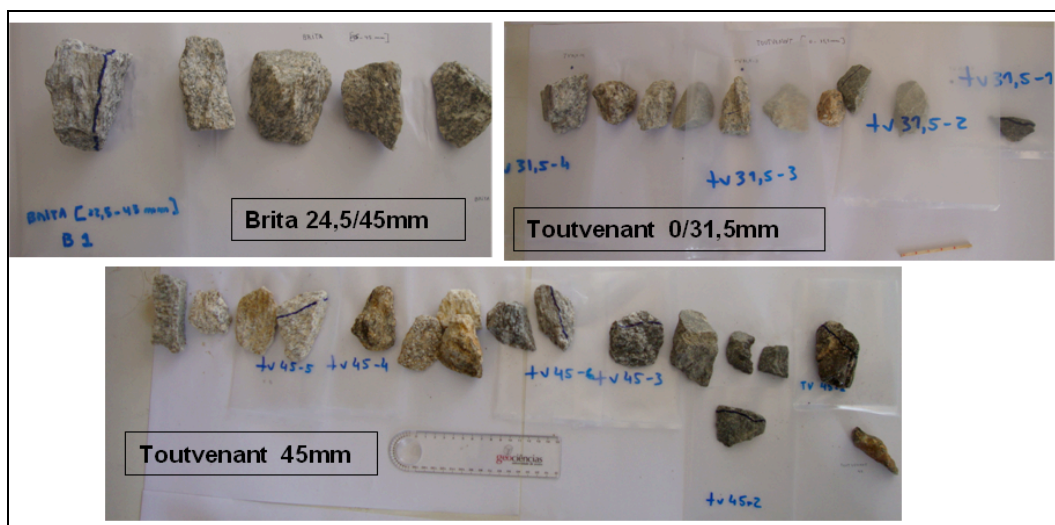


Figura 43: Aspecto mais pormenorizado dos fragmentos mostrados na Fig. 6. As amostras com traço foram seleccionadas para o estudo petrográfico à escala microscópica.

Tabela 3: Composição mineralógica modal das amostras recolhidas na instalação de fragmentação.

Amostra	Quartzo	Plagioclase	Microclina	Moscovite	Biotite	Clorite	Silimanite
B1	35	15	20	15	5	5	5
TV31,5-1	30	0	30	15	25	0	0
TV31,5-2	30	30	25	10	5	0	0
TV31,5-4	25	30	20	15	0	0	10
TV45-1	10	5	0	45	25	0	15
TV45-2	35	25	5	15	10	0	10
TV45-3	30	25	30	5	5	0	5
TV45-5(1)	25	25	25	15	5	0	5
TV45-5(2)	35	30	15	10	0	0	10
TV45-6	35	0	40	15	5	0	5

5.6. Análise granulométrica

Esta análise permite caracterizar os agregados em lotes granulométricos apertados que reflectem o processo de fragmentação e classificação.

A análise granulométrica foi realizada seguindo as indicações da norma NP EN 933-1:2000 – Ensaio das propriedades geométricas dos agregados – Parte 1: Análise granulométrica – Método de peneiração.

Os resultados obtidos da amostragem efectuada foram comparados com aqueles gentilmente fornecidos pela Pedreira Sacramento. A amostragem realizada neste trabalho corresponde a produtos da pedra extraídos em Março de 2012 e os dados cedidos pela pedra são de Agosto e Setembro de 2012.

Através da ferramenta Microsoft Solver foram ajustados os parâmetros da função teórica Schuhmann-Gaudin característica de um processo de fragmentação aos resultados da análise granulométrica (Leite, 1986). A função de Schuhmann-Gaudin é dada pela Equação 5.1:

$$wt=100(x/a)^m \quad (5.1)$$

Em que:

- wt – cumulante inferior (% de massa que atravessa a luz x);
- x – luz ou calibre;
- a – parâmetro módulo do calibre;
- m – parâmetro módulo da distribuição.

A função Schuhmann-Gaudin ajusta-se bem ao tramo das granulometrias finas; o valor do parâmetro módulo de calibre refere o calibre máximo teórico do lote e o módulo de distribuição afere a dispersão dos dados.

A seguir estão representados os gráficos das curvas granulométricas cumulativas com os respectivos parâmetros teóricos de Schuhmann-Gaudin. Apresentam-se também as análises granulométricas fornecidas pela pedra com os respectivos parâmetros teóricos (Figs. 44 a 56).

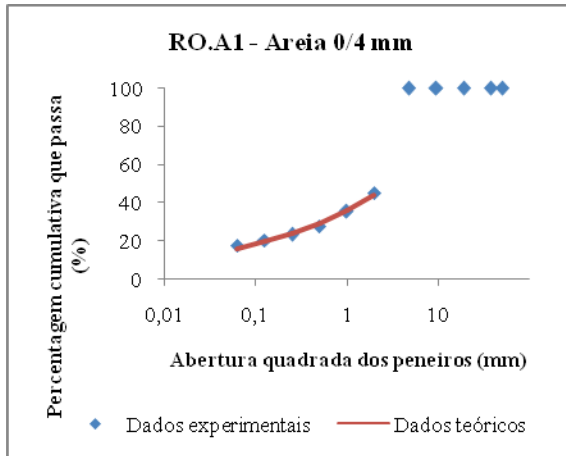


Figura 44: Curva granulométrica cumulativa do lote 0/4 mm (areia).

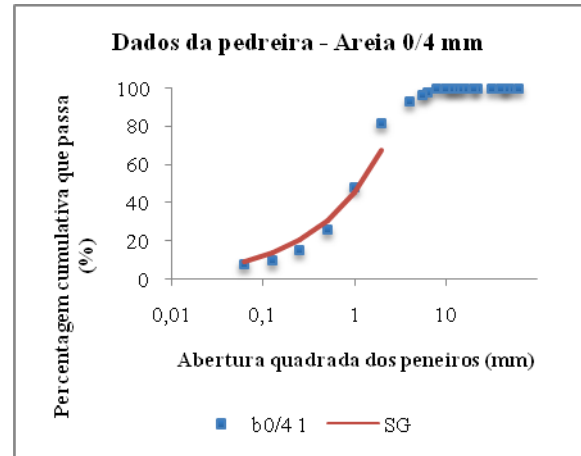


Figura 45: Dados da pedra: curva granulométrica cumulativa do lote 0/4 mm (areia).

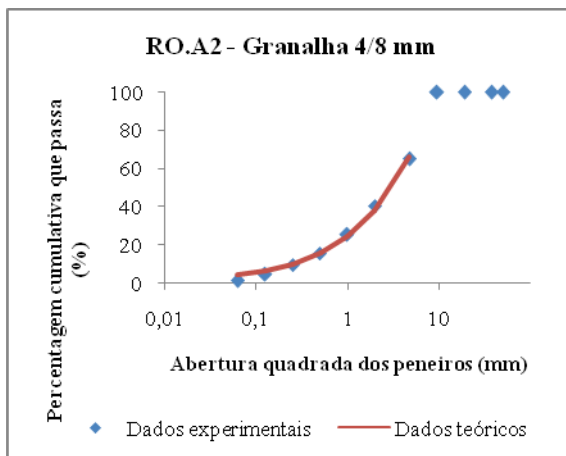


Figura 46: Curva granulométrica cumulativa do lote 4/8 mm (granalha).

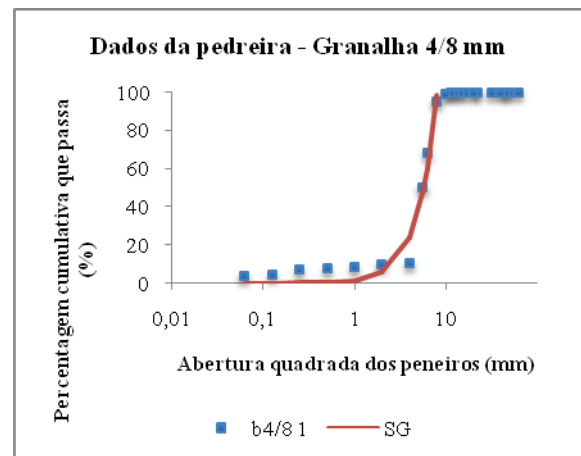


Figura 47: Dados da pedra: curva granulométrica cumulativa do lote 4/8 mm (granalha).

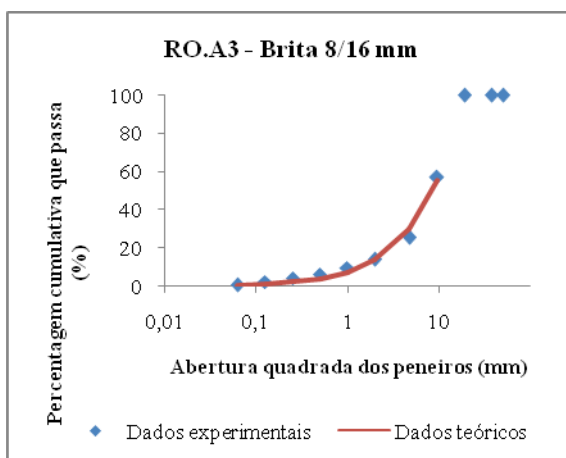


Figura 48: Curva granulométrica cumulativa do lote 8/16 mm (brita).

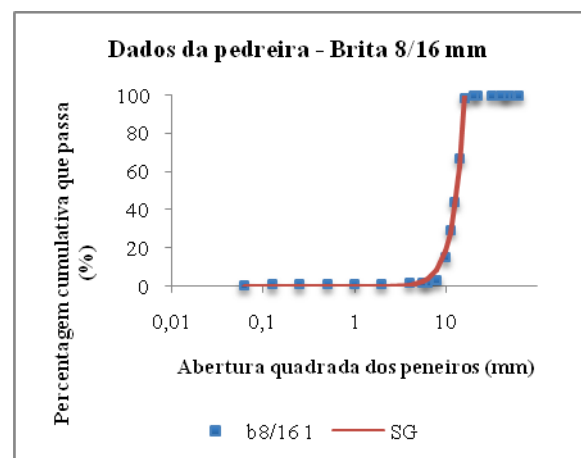


Figura 49: Dados da pedra: curva granulométrica cumulativa do lote 8/16 mm (brita).

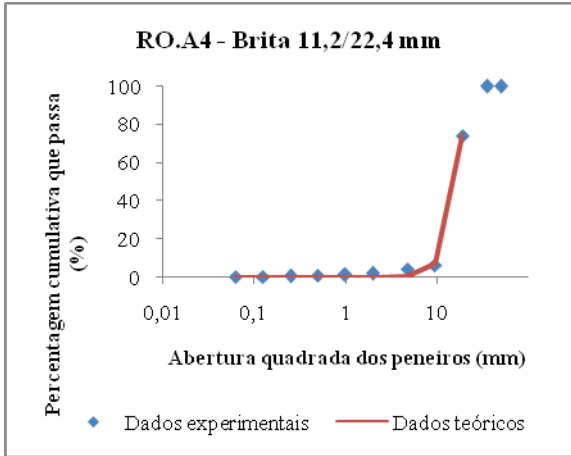


Figura 50: Curva granulométrica cumulativa do lote 11,2/22,4 mm (brita).

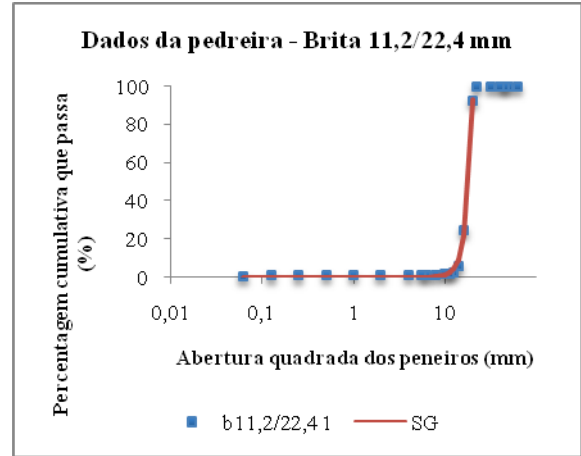


Figura 51: Dados da pedra: curva granulométrica cumulativa do lote 11,2/22,4 mm (brita).

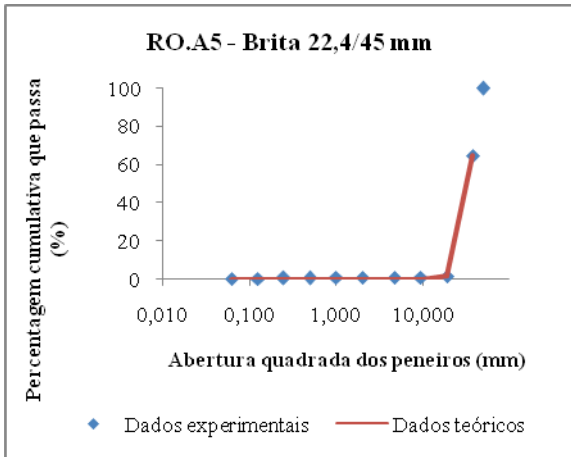


Figura 52: Curva granulométrica cumulativa do lote 22,4/45 mm (brita).

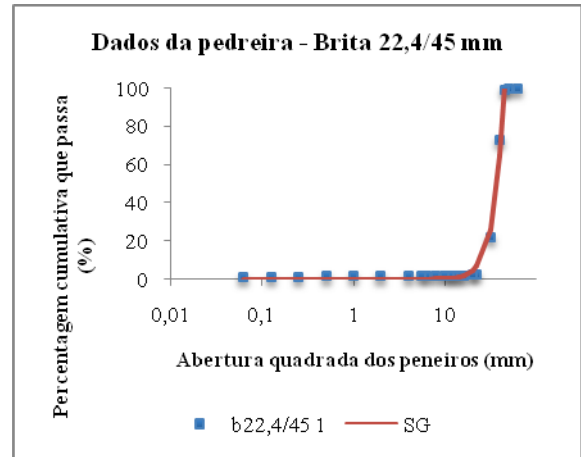


Figura 53: Dados da pedra: curva granulométrica cumulativa do lote 22,4/45 mm (brita).

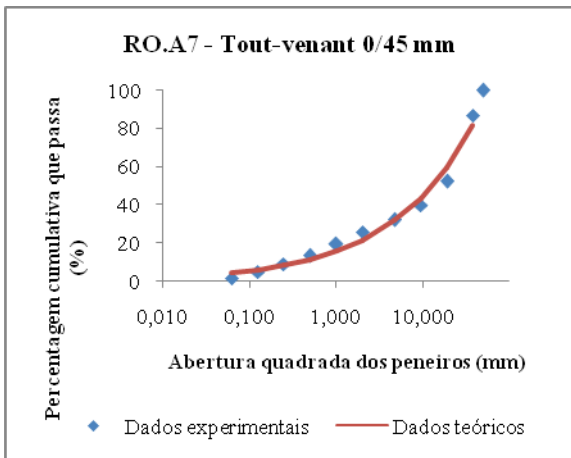


Figura 54: Curva granulométrica cumulativa do lote 0/45 mm (tout-venant).

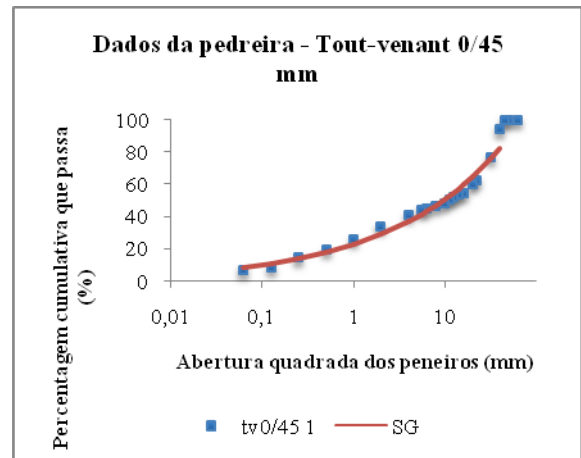


Figura 55: Dados da pedra: curva granulométrica cumulativa do lote 0/45 mm (tout-venant).

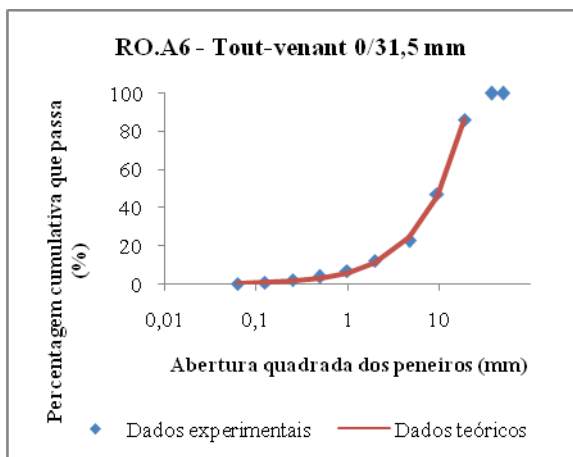


Figura 56: Curva granulométrica cumulativa do lote 0/31,5 mm (tout-venant).

Não existe informação fornecida pela pedreira sobre o produto tout-venant do lote granulométrico 0/31,5 mm.

As análises granulométricas realizadas aos produtos, no Laboratório do Departamento de Geociências, consideraram um conjunto de peneiros diferente dos que foram usados pela Pedreira Sacramento. No sentido de comparar as duas análises utilizaram-se os parâmetros teóricos das curvas ajustadas que não dependem das aberturas dos peneiros.

Na Tabela 4 apresentam-se os valores dos parâmetros teóricos da função de Schuhmann-Gaudin para os resultados das análises granulométricas. Apresentam-se também as curvas teóricas dos dados de análise granulométrica cedidos pela pedreira, e os desvios do módulo de calibre (a) e do módulo de dispersão (m). O desvio aqui considerado é a razão entre a diferença do parâmetro considerado para o caso deste trabalho e o resultante dos dados da pedreira e a soma dos mesmos, em percentagem (por exemplo: $\Delta a = 100 \cdot (a_{RO} - a_{PS}) / (a_{RO} + a_{PS})$).

Tabela 4: Parâmetros teóricos da função de Schuhmann-Gaudin dos dados das análises granulométricas e respectivo desvio em percentagem.

Produto (mm)	Análise RO		Análise PS		Desvio a (%)	Desvio m (%)
	a	m	a	m		
a 0/4	3,32	0,29	3,95	0,57	8,72	32,56
g 4/8	9,02	0,64	8,07	2,04	5,53	52,19
b 8/16	18,37	0,90	15,94	3,60	7,10	60,08
b 11,2/22,4	20,76	3,38	20,23	6,52	1,30	31,63
b 22,4/45	40,68	5,35	44,71	3,86	4,72	16,11
tv 0/31,5	22,41	0,90	-	-	-	-
tv 0/45	58,55	0,46	68,67	0,35	7,95	12,91

Analisando os parâmetros teóricos estimados para as diversas análises (Tabela 4), verifica-se que o parâmetro módulo de calibre, para as amostras dos lotes granulométricos mais baixos (granulhas 4/8 e 8/16 mm e tout-venant 0/45 mm), recolhidas na deslocação à pedreira as quais foram analisadas no laboratório do Departamento de Geociências, ultrapassa o limite superior do lote

granulométrico, enquanto nos lotes granulométricos maiores (areias 0/4, britas 11,2/22,4, 22,4/45 mm e tout-venant 0/31,5 mm) o valor do módulo de calibre encontra-se no intervalo de granulometrias do lote considerado, próximo do limite superior do lote. O módulo de distribuição, nas mesmas amostras, possui valores baixos, ou seja, há alguma dispersão dos dados, todavia, nos lotes de granulometria maior, a dispersão diminui. As discrepâncias encontradas nos lotes de areia 0/4 mm, granalhas 4/8 mm e britas 8/16 mm, mostram que o processo de calibração foi pouco eficaz, pois teve pouco tempo de residência, não tendo sido suficiente para que os finos passassem do subcrivo para o infracrivo. Essas diferenças estão bem patentes nos desvios encontrados para o módulo de distribuição. A dispersão é maior nas amostras analisadas neste trabalho que na que se obteve dos dados cedidos pela pedreira. Nos dados da pedreira, para as britas, o módulo de calibre encontra-se dentro do intervalo de granulometrias do lote, todavia, no tout-venant, o valor encontra-se fora do intervalo de granulometrias do lote. O módulo de distribuição possui igualmente valores baixos.

Na Tabela 5 apresenta-se a percentagem de finos de cada amostra analisada, que corresponde à percentagem de peso de partículas que passam o peneiro 0,063 mm. Na amostra de brita, do lote granulométrico 22,4/45 mm, o valor é negativo, provavelmente resultado de erros de medição durante a execução da análise granulométrica, possivelmente devido ao material fino encontrar-se incrustado no material mais grosseiro.

Tabela 5: Percentagem de finos medidos na análise granulométrica, realizada no DGEO, das amostras recolhidas na deslocação à pedreira.

Produto	Finos (%)
Areia 0/4	6,95
Granalha 4/8	6,07
Brita 8/16	3,20
Brita 11,2/22,4	17,65
Brita 22,4/45	-2,49
Tout-venant 0/31,5	15,01
Tout-venant 0/45	10,43

5.7. Difraccção de Raios-X

A difracção de Raios-X permitiu identificar, através do programa X Powder, os minerais presentes nas amostras recolhidas na deslocação efectuada à pedreira, no início do projecto (Tabela 1). As cinco primeiras amostras dizem respeito a lotes estreitos de agregados enquanto as duas últimas são de granulometria extensa.

Os picos presentes nos difractogramas foram identificados pelo programa X Powder e confirmados manualmente através dos cartões individuais dos minerais da base de dados ICDD (Inter-

national Centre for Diffraction Data). Os difractogramas encontram-se representados no Anexo A2. Não foi possível efectuar análise semi-quantitativa às amostras.

Os minerais presentes nas amostras são: quartzo, albite, microclina, moscovite, biotite, clorite, silimanite e ilite.

5.8. Fluorescência de Raios-X

A Fluorescência de Raios-X permite quantificar os óxidos de elementos presentes nas amostras, em percentagem de peso, e os elementos traço em partes por milhão (

Tabela 6). Os resultados não se encontram normalizados.

Estes dados irão ser utilizados como parâmetros de entrada numa função que permite estimar a composição mineralógica normativa. O algoritmo utilizado foi criado no âmbito deste trabalho.

Tabela 6: Elementos maiores (percentagem de peso).

	ROA1	ROA2	ROA3	ROA4	ROA5	ROA6	ROA7	
SiO2	72,821	71,737	72,664	72,734	72,884	70,087	69,741	%
TiO2	0,180	0,200	0,177	0,177	0,172	0,243	0,269	%
Al2O3	15,780	16,581	15,987	16,125	15,824	16,747	17,788	%
Fe2O3	1,247	1,381	1,184	1,140	1,189	1,867	1,831	%
FeO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	%
MnO	0,019	0,027	0,014	0,015	0,018	0,021	0,021	%
MgO	0,448	0,609	0,538	0,398	0,449	1,325	0,650	%
CaO	0,555	0,522	0,586	0,534	0,576	0,609	0,552	%
Na2O	2,424	2,356	2,562	2,595	2,512	1,928	1,747	%
K2O	4,619	4,751	4,747	4,700	4,869	4,473	4,855	%
P2O5	0,252	0,237	0,269	0,270	0,250	0,225	0,173	%
CO2	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	%
SO3	0,105	0,042	0,024	0,030	0,048	0,544	0,045	%
S	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	%
F	0,000	0,153	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	%
Cl	0,021	0,008	0,020	0,000	0,000	0,013	0,017	%

5.9. Algoritmo para estimar composição mineralógica normativa

Um dos objectivos deste trabalho visa utilizar os dados provenientes das diversas análises efectuadas às amostras de material produzido na pedreira na estimação da composição mineralógi-

ca normativa. Para o efeito foi desenvolvido um algoritmo que permite estimar que minerais estão presentes nas amostras e a sua quantidade.

A Norma Adaptada (NA), nome escolhido para designar o algoritmo, utiliza como parâmetros de entrada, os dados obtidos pela análise de fluorescência de Raios-X, nomeadamente os pesos de óxidos dos elementos maiores.

A metodologia que foi concebida e testada analisa os resultados da fluorescência de Raios-X e determina, a partir dos valores publicados no Mineral Data Base, sobre os pesos dos óxidos presentes nos minerais da base de dados, estimando o peso desse mineral em cada amostra em estudo.

Os valores dos pesos de óxidos para as espécies minerais conhecidas, da matriz M, foram escolhidos em bases de dados que contêm análises químicas de minerais, no entanto, se se estiver perante soluções sólidas de minerais não se está a introduzir informação correcta sobre o peso dos óxidos dos mesmos. Por exemplo, existem várias possibilidades para repartir o Fe e Mg na clorite assim como o Na e o Ca nas plagioclases.

Esta questão é fundamental e só pode ser resolvida quando existirem análises dos minerais isolados (por separação de grãos ou microsonda).

Os valores obtidos por fluorescência de Raios X armazenam-se na matriz F, dispendo em linha as amostras e em coluna a composição parcelar em óxidos, os valores teóricos dos óxidos dos minerais a testar, na matriz M, dispendo igualmente em linha os minerais a determinar e os valores teóricos parcelares respeitantes aos óxidos. Os resultados desta metodologia serão armazenados na matriz R, dispendo as amostras em linha e os minerais em coluna.

A fórmula correspondente ao produto das matrizes que permite chegar à composição mineralógica normativa está representada na Equação 5.2.

$$\mathbf{R} \cdot \mathbf{M} = \mathbf{F} \quad (5.2)$$

Para determinar R é necessário proceder a operações algébricas, de modo a isolar R no primeiro membro da expressão, em que o expoente T significa a matriz transposta e o expoente -1 a inversa da matriz (Equação 5.3). Assim:

$$\mathbf{R} \cdot \mathbf{M} \cdot \mathbf{M}^T = \mathbf{F} \cdot \mathbf{M}^T$$

$$\mathbf{R} \cdot \mathbf{M} \cdot \mathbf{M}^T \cdot (\mathbf{M} \cdot \mathbf{M}^T)^{-1} = \mathbf{F} \cdot \mathbf{M}^T \cdot (\mathbf{M} \cdot \mathbf{M}^T)^{-1}$$

Como $\mathbf{M} \cdot \mathbf{M}^T \cdot (\mathbf{M} \cdot \mathbf{M}^T)^{-1} = \mathbf{I}$ (matriz identidade), então:

$$\mathbf{R} = \mathbf{F} \cdot \mathbf{M}^T \cdot (\mathbf{M} \cdot \mathbf{M}^T)^{-1} \quad (5.3)$$

A estimação da matriz R é efectuada com recurso a ferramentas iterativas, tendo-se, para isso, utilizado o programa MathWorks MATLAB. O algoritmo criado encontra-se transcrito no Anexo A3.

Para o cálculo da inversa das matrizes da Equação 5.3 foi necessário introduzir um parâmetro k, cujo valor é próximo de zero e permite estabilizar o algoritmo ao ser somado no argumento da inversa da matriz e multiplicado pela matriz identidade (I). A base teórica desta operação é uma adaptação do Algoritmo de Levenberg–Marquardt, um algoritmo utilizado na minimização de funções não lineares. Assim, a matriz R, é calculada através da Equação 5.4.

$$\mathbf{R} = \mathbf{F} \cdot \mathbf{M}^T \cdot (\mathbf{M} \cdot \mathbf{M}^T + \mathbf{k} \cdot \mathbf{I})^{-1} \quad (5.4)$$

O valor do parâmetro k foi estimado por tentativa e erro, até se observar graficamente que o resultado se torna estável. A estabilidade do sistema está relacionada com as quantidades de minerais estimadas, que deverão possuir uma correspondência com a realidade. Para validar o algoritmo, os resultados deverão ser comparados com valores de outras análises, por exemplo difracção de Raios-X, que se saiba que correspondem ao caso de estudo.

Os resultados desta metodologia estão apresentados nas Tabelas 8 e 9, e nas Figs. 57 e 58, usando parâmetros de amortecimento de 0,001 e 0,050, respectivamente.

Tabela 7: Composição mineralógica normativa estimada pela norma adaptada (k=0,001).

Amostra	Moscovite	Biotite	Microclina	Plagioclase	Quartzo	Silimanite	Clorite	Ilite
ROA1	7,08	0,31	19,10	14,64	39,83	8,47	1,08	7,49
ROA2	7,83	0,89	18,64	14,15	38,08	9,25	1,06	8,26
ROA3	7,13	1,14	19,73	15,41	39,08	8,62	0,72	6,30
ROA4	7,34	0,34	19,65	15,18	39,22	8,77	0,90	6,79
ROA5	7,37	0,68	20,63	15,14	39,19	8,11	0,87	6,17
ROA6	7,17	3,68	14,86	13,11	37,22	10,27	0,86	10,46
ROA7	9,67	-0,39	16,86	11,94	35,41	9,97	2,11	12,78

Tabela 8: Composição mineralógica normativa estimada pela norma adaptada (k=0,050).

Amostra	Moscovite	Biotite	Microclina	Plagioclase	Quartzo	Silimanite	Clorite	Ilite
ROA1	8,57	4,62	17,14	18,67	32,93	5,77	0,60	12,22
ROA2	9,07	4,81	16,95	18,20	31,62	6,64	0,90	12,24
ROA3	8,68	4,87	17,28	18,76	32,59	5,98	0,48	11,96
ROA4	8,78	4,59	17,25	18,76	32,63	6,15	0,44	12,08
ROA5	8,72	4,83	17,55	18,70	32,77	5,69	0,34	12,04
ROA6	8,85	5,60	15,89	17,54	30,46	7,01	2,01	12,24
ROA7	10,00	4,53	16,38	17,06	29,46	7,88	1,76	12,95

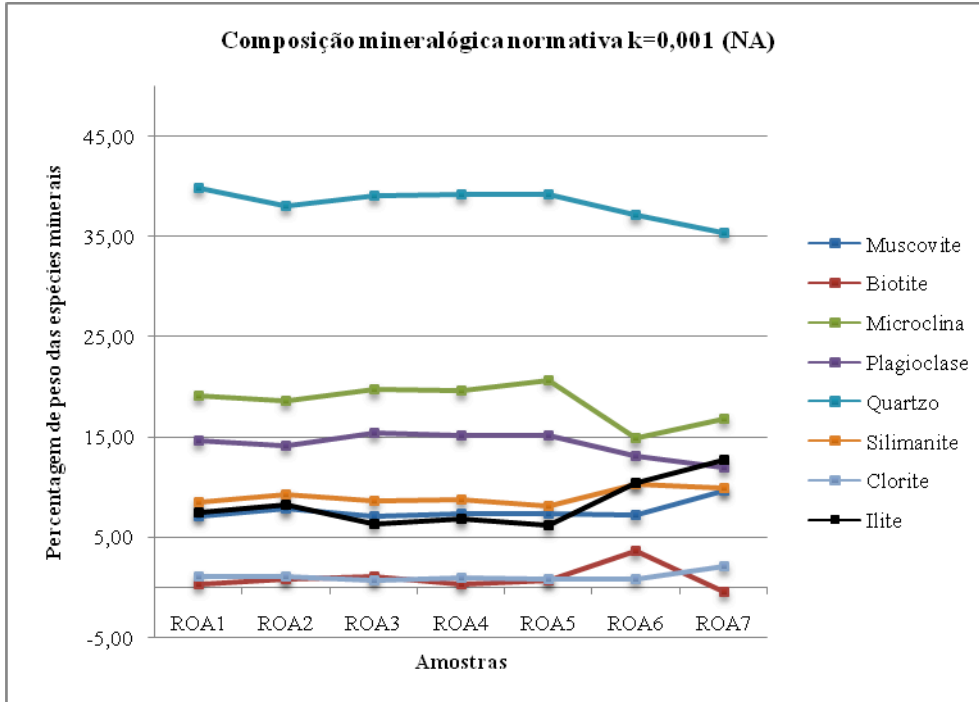


Figura 57: Composição mineralógica normativa estimada pela norma adaptada (k=0,001).

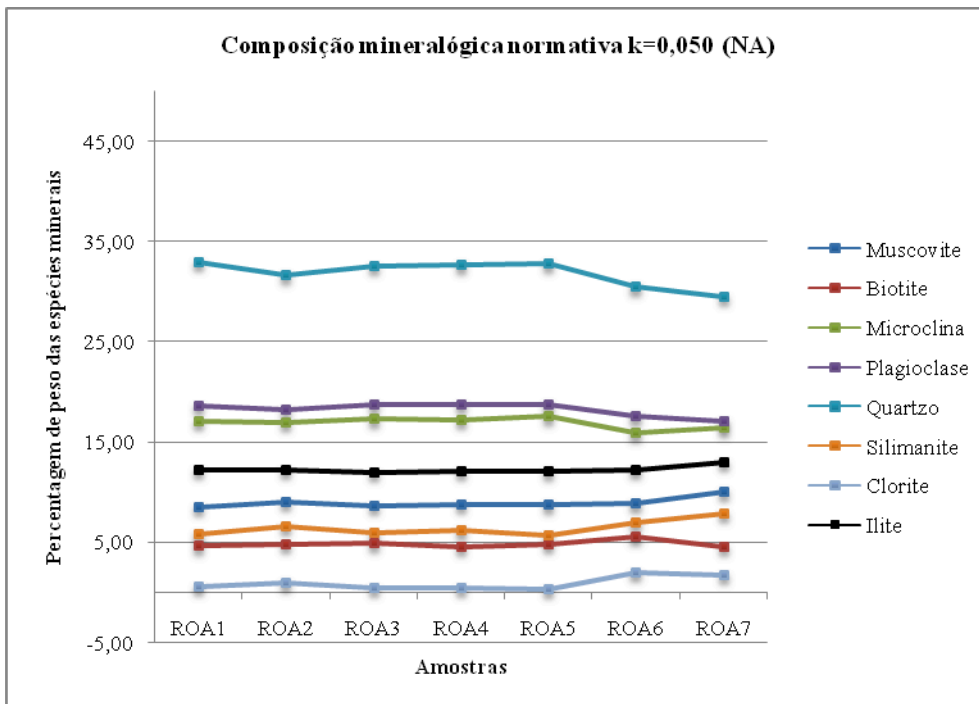


Figura 58: Composição mineralógica normativa estimada pela norma adaptada (k=0,050).

O valor de amortecimento utilizado que originou melhores resultados no conjunto das sete amostras foi de $k=0,050$.

A biotite, na amostra de tout-venant ROA7, possui valor negativo. Este tipo de anomalias é provocado pela instabilidade associada ao algoritmo provocada pela escolha do parâmetro k , que introduz um desfasamento em excesso. Este problema poderá ser resolvido escolhendo um novo valor de k mais eficaz. Com $k=0,050$, deixa de haver valores negativos para a quantidade de espécies minerais nas amostras, no entanto os resultados afastam-se ligeiramente.

Os restantes valores são compatíveis com os resultados da análise petrográfica e de difracção de Raios-X, o que torna este processo de inversão com suavização um modelo adequado que poderá acautelar indefinições provocadas pelo algoritmo utilizado.

5.10. Considerações finais sobre o estudo dos agregados produzidos na pedreira

Os parâmetros teóricos da análise granulométrica, ajustados à função Schuhmann-Gaudin, mostram que as amostras recolhidas evidenciam um processo de fragmentação distinto do processo representado pelas curvas fornecidas pela pedreira. O desajuste entre os dois processos foi caracterizado no parâmetro módulo de calibre e módulo de distribuição por desvios inferiores a 8% no primeiro e 60% no segundo. Estas diferenças revelam uma grande heterogeneidade dos produtos produzidos nesta pedreira. Quanto aos parâmetros teóricos estimados para as diversas análises, verifica-se que módulo de calibre, para as amostras dos lotes granulométricos mais baixos (granalhas 4/8 e 8/16 mm e tout-venant 0/45 mm), sofre um desvio que ultrapassa o limite superior do lote granulométrico, enquanto nos lotes granulométricos maiores (areias 0/4, britas 11,2/22,4, 22,4/45 mm e tout-venant 0/31,5 mm) o valor do módulo de calibre encontra-se no intervalo de granulometrias do lote considerado, próximo do limite superior do lote. O módulo de distribuição é menor nas amostras de menor granulometria, recolhidas na pedreira, o que se explica por uma maior dispersão, resultando em curvas cumuladas menos inclinadas, características de lotes menos estreitos. A percentagem de finos varia entre 6% nas areias, granalhas e britas e os 10% nos tout-venants, sugerindo que existe uma relação entre o tipo de litologia e a quantidade de finos produzida no processo de cominuição.

A difracção de Raios-X permitiu identificar as fases minerais presentes nos difractogramas. Apesar de não se ter efectuado uma análise semi-quantitativa, conseguiu-se obter informação sobre a composição mineralógica das amostras analisadas.

Os resultados da fluorescência de Raios-X foram unicamente usados como parâmetros de entrada no algoritmo criado no âmbito deste trabalho.

O algoritmo permite estimar a composição mineralógica normativa da amostra, dentro de uma gama de variação dependente do parâmetro de amortecimento utilizado, usando um método de inversão, tendo como parâmetros de entrada os dados de fluorescência de Raios-X e a composição em peso de óxidos de espécies minerais conhecidas que estarão contidas na amostra.

Após a análise dos resultados das diversas análises, é possível concluir que os materiais que constituem os tout-venant se distinguem das areias, granalhas e britas pelo facto de existir, na globalidade, uma menor quantidade de quartzo e de feldspato, que é compensada pelo aumento do conteúdo em filossilicatos. Este comportamento poderá estar relacionado com o conteúdo mineralógico da fracção fina, associado a minerais menos resistentes durante o processo de cominuição dos materiais migmatíticos da pedreira, que já por si, mostram originalmente maior conteúdo em filossilicatos e menor em quartzo e feldspato.

Capítulo 6: Conclusões

Este trabalho corresponde ao estudo de campo e petrográfico das litologias aflorantes na área envolvente à Pedreira de Sacramento (Oliveira de Azeméis-Travanca) e ao estudo dos agregados produzidos na Pedreira Sacramento.

À escala do Maciço Ibérico, esta área localiza-se no sector mais a noroeste da Zona de Ossa-Morena (ZOM), junto ao limite com a Zona Centro-Ibérica (ZCI), fazendo parte da faixa de cisalhamento Porto-Tomar, gerada durante a orogenia varisca. A uma escala mais localizada, a área estudada está representada na folha 13-D da Carta Geológica de Portugal na escala 1:50.000, publicada em 1981 e em 2007. De acordo com a cartografia realizada pelos Serviços Geológicos de Portugal (actualmente incluídos no LNEG) até ao ano de 1981, todas as formações deste sector da ZOM foram consideradas de idade proterozóica, mas a partir do ano 2000 passaram também a incluir uma formação de idade ordovícica (Formação de S. João de Ver) pertencente à ZCI. Também foi nessa altura que as formações do Proterozoico da ZOM foram compartimentadas em unidades litoestratigráficas-tectonoestratigráficas. A folha 13-D, de 2007, reflecte essas mudanças na cartografia geológica.

De acordo com a folha 13-D de 2007, os afloramentos, da zona estudada, pertencem à Unidade tectonoestratigráfica de Lourosa de idade proterozoica (no sector mais ocidental), à faixa de granitoídes variscos precoces e/ou ante-varisco de Oliveira de Azeméis, e à Formação de S. João de Ver da Zona Centro-Ibérica e de idade ordovícica (no sector mais oriental).

Os estudos de campo e petrográficos realizados permitem descrever a zona estudada como sendo migmatítica, com possibilidade de subdivisão em três litologias principais: micaxistos biotíticos com silimanite e migmatização incipiente, migmatitos (metatexitos e diatexitos) e granitos milonitizados.

Todas as litologias foram afectadas pela fase regional D3 varisca e deformadas ductilmente pelo cisalhamento Porto-Tomar.

O estudo petrográfico à escala microscópica permite afirmar que os micaxistos biotíticos com silimanite e migmatização incipiente foram sujeitos, no período sintectónico com a fase D3 varisca, a metamorfismo orogénico, em condições de grau alto, zona da silimanite, topo da fácies anfibolítica – transição para facies granulítica. A existência de texturas reaccionais, mostrando a

substituição parcial da andalusite em silimanite, indica a sequência de recristalização andalusite→silimanite e aponta para um trajecto metamórfico P-T prógrado desencadeado por aumento de temperatura. Estas rochas terão sido, re-hidratadas e metassomatizadas durante ou após o pico metamórfico definido pela associação silimanite-biotite.

Em distâncias de poucos metros, os micaxistos biotíticos com silimanite e migmatização incipiente passam, gradualmente, a migmatitos de carácter nítido à escala do afloramento.

Os migmatitos, ocorrem com morfologia metatexito e diatexito, controlada, essencialmente, pelas estruturas geradas pela fase D3 e pelo cisalhamento mas em vários locais a distinção entre estruturas de origem tectónica e as de origem fluidal, não é possível.

Os domínios de paleossoma dos migmatitos exibem microestruturas e associações mineralógicas idênticas às observadas nos micaxistos biotíticos com silimanite e migmatização incipiente. Os metatexitos, geralmente, apresentam-se com morfologia estromatítica. Os diatexitos têm morfologias diversas com variabilidade na razão leucossoma-melanossoma e são encontrados em sectores localizados mais próximos da faixa NW-SE de granito e na Pedreira de Sacramento.

Os granitos são de duas micas e exibem, frequentemente microestruturas S3-C, sendo possível reconhecer protomilonitos e milonitos.

O estudo dos afloramentos da Pedreira de Sacramento permite identificar, como litologias principais, migmatitos (metatexitos e diatexitos) e granito milonitizado com características estruturais, microestruturais e composicionais análogas às dos mesmos tipos de rochas encontradas na área envolvente.

Na pedreira, apesar dos contactos serem gradativos, os estudos realizados confirmam os dados obtidos previamente por Santos et al. (2012) e mostram que o contacto geológico entre os migmatitos e o granito milonitizado tem uma orientação geral NW-SE.

Os afloramentos de micaxistos com silimanite e migmatização incipiente e de migmatitos foram estudados em locais que, de acordo com Pereira et al. (2007) estão incluídos em duas formações distintas Lourosa e de S. João de Ver. Os resultados obtidos, neste estudo, não permitem fazer essa discriminação, pelo que se considera que a cartografia geológica realizada está mais de acordo com a da carta geológica 13-D de 1981.

Amostras dos agregados que são produzidos na Pedreira Sacramento, foram estudados tendo sido sujeitos a análise petrográfica, análise granulométrica, fluorescência de Raios-X e difracção de Raios-X.

O estudo petrográfico, em amostra de mão mostra que os fragmentos de brita são, essencialmente, de granitos de duas micas deformados; que nos tout-venants predominam os fragmentos de migmatitos, com proporção variável de leucossoma – melanossoma, e que existem alguns fragmentos de granito deformado. Os resultados obtidos em lâmina delgada, de alguns destes fragmentos, e o estudo comparativo com os dados de microscopia de amostras dos afloramentos, sugerem o seguinte: (1) que a amostra B1 da brita e a amostra TV 45-1, de tout-venant de 2ª qualidade, sejam provenientes do afloramento de granito de duas micas milonitizado (aflorante na parte norte da pedreira); (2) que as restantes amostras de fragmentos dos tout-venants de 1ª e 2ª qualidades sejam oriundos dos migmatitos.

Os parâmetros teóricos da análise granulométrica, ajustados à função Schuhmann-Gaudin, mostram que as amostras de agregado evidenciam um processo de fragmentação/classificação distinto do processo representado pelas curvas fornecidas pela pedreira. O desajuste entre os dois processos foi caracterizado no parâmetro módulo de calibre e módulo de dispersão por desvios inferiores a 8% no primeiro e 60% no segundo. Estas diferenças revelam uma grande heterogeneidade dos produtos produzidos nesta pedreira. Quanto aos parâmetros teóricos estimados para as diversas análises, verifica-se que o módulo de calibre, para as amostras dos lotes granulométricos mais baixos, sofre um desvio que ultrapassa o limite superior do lote granulométrico, enquanto nos lotes granulométricos maiores, o valor do módulo de calibre encontra-se no intervalo de granulometrias do lote considerado, próximo do limite superior do lote. O módulo de distribuição é menor nas amostras de menor granulometria recolhidas na pedreira, o que se explica por uma maior dispersão, resultando em curvas cumuladas menos inclinadas, características de lotes menos estreitos.

A percentagem de finos varia entre 6% nas areias, granalhas e britas e os 10% nos tout-venants, sugerindo que existe uma relação entre o tipo de litologia e a quantidade de finos produzida no processo de cominuição.

A difracção de Raios-X permitiu identificar as fases minerais presentes nos difractogramas. Apesar de não se ter efectuado uma análise semi-quantitativa, conseguiu-se obter informação sobre a composição mineralógica das amostras analisadas. Os resultados da fluorescência de Raios-X foram unicamente usados como parâmetros de entrada no algoritmo criado no âmbito deste traba-

lho. O algoritmo permite estimar a composição mineralógica normativa da amostra, dentro de uma gama de variação dependente do parâmetro de amortecimento utilizado, usando um método de inversão, tendo como parâmetros de entrada os dados de fluorescência de Raios-X e a composição em peso de óxidos de espécies minerais conhecidas que estarão contidas na amostra.

Os resultados das análises de fluorescência de Raios-X, através de um algoritmo, desenvolvido neste trabalho, permitiram estimar a composição mineralógica normativa das amostras.

Essa composição virtual é próxima da que foi modalmente estimada visualmente na área da lâmina delgada.

Os materiais que constituem os tout-venant distinguem-se das areias, granalhas e britas pelo facto de existir, na globalidade, uma menor quantidade de quartzo e de feldspato, que é compensada pelo aumento do conteúdo em filossilicatos.

Este comportamento poderá estar relacionado com o conteúdo mineralógico da fracção fina, associado a minerais menos resistentes durante o processo de cominuição dos materiais migmatíticos da pedraira, que já por si, mostram originalmente maior conteúdo em filossilicatos e menor em quartzo e feldspato.

O estudo dos materiais fragmentados produzidos na pedraira Sacramento sugere que o produto designado “granito azul – material de 1ª qualidade” seja proveniente da litologia granito deformado, aflorante na parte mais a norte da pedraira e que o produto designado “granito castanho – material de 2ª qualidade”, corresponda a migmatitos (metatexitos e diatexitos).

Os resultados, apresentados nesta tese, podem ser relevantes na planificação da exploração da Pedreira Sacramento dado mostrarem: (1) que a existência de produtos de 1ª e 2ª qualidades é devida ao contacto geológico NW-SE entre o granito milonitizado e os migmatitos; (2) que a continuação da extracção de materiais de 1ª qualidade, deverá prosseguir com o desmonte para norte.

Referências bibliográficas

Abalos, B., Carreras, J., Druguet, E., Escuder Viruete, J., Gómez-Pugnaire, M. T., Alvarez, S. L., Quesada, C., Fernández, L. R. R., Gil-Ibarguchi, J. I. (2002). Variscan and Pre-Variscan Tectonics. In: The Geology of Spain (Gibbons, W. e Moreno, T. eds.), Geological Society London, London, 155-183.

Accioli, M. H., Santos, J. F., Munhá, J. (2005). Ar-Ar dates for two different stages of the Variscan D3 recorded in metapelites of Serra da Freita (North-Central Portugal). *Geophysical Research Abstracts*, 7 (10076).

Acciaioli, M.H., Santos, J.F., Munhá, J.M., Cordani, U.G., Couto, A., Sousa, P. (2003). Idades Ar-Ar em micas de metapelitos da zona de Espinho: datação do metamorfismo relacionado com a F3 varisca. IV Congresso Ibérico de Geoquímica/XIIISemana de Geoquímica, Universidade de Coimbra. Resumos, 161-163.

Aguado, B., Azevedo, M.R., Schaltegger, U., Martínez Catalán, J.R., Nolan, J. (2005). U-Pb zircon and monazite of Variscan magmatism related to syn-convergence extension in central northern Portugal. *Lithos*, 82, 169-184

Aguado, B., Arenas, R., Martínez Catalán, J. R. (1993). Evolución Metamórfica Hercínica en la región de la Sierra de Arada (Norte de Portugal). *Comun. Inst. Geol. e Mineiro de Portugal*, 79, 41-61.

Aguado, B. (1992). Geología estructural de la Zona de Cisalla de Porto-Tomar en la región de Oliveira de Azeméis-Serra de Arada (Norte de Portugal). PhD thesis, University of Salamanca, Spain, 254 p.

Araújo, A. (1995). Estrutura de uma Geotransversal entre Brinches e Mourão (Zona de Ossa-Morena): Implicações na evolução geodinâmica da margem Sudoeste do Terreno Autóctone Ibérico. PhD Thesis, unpublished, Dep. Geociências, Univ. Évora.

Arenas, R., Martínez-Catalán, J. R., Díaz García, F. (2004). Zona de Galicia – Trás-os-Montes: Introducción. In: Geología de España (Vera, J. A. ed.). Sociedad Geológica de España, IGME, Madrid, 133-135.

Arthaud F., Matte, P. (1975). Les décrochements tardi-hercyniens du SW de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la deformation: *Tectonophysics*, 25, 139-171.

Ashworth, J. R. (1985). Introduction. In: *Migmatites* (J. R. Ashworth, ed.). Blackie, Glasgow. 1-35.

Azor, A., Expósito, I., González Lodeiro, F., Simancas, J. F., Martínez Poyatos, D. (2004). Zona de Ossa-Morena. Estratigrafía: formaciones precámbricas. In: Geología de España (Vera, J. A. ed.). Sociedad Geológica de España, IGME, Madrid, 166-189.

Azor, A., González Lodeiro, F., Simancas, J. F. (1994). Tectonic evolution of the boundary between the Central Iberian and Ossa-Morena zones (Variscan belt, southwest Spain). *Tectonics*, 13, 45-61.

Beetsma, J. J. (1995). The Late Proterozoic/Paleozoic and Hercynian Crustal Evolution of the Iberian Massif, N Portugal. PhD Thesis, Vrije Universiteit, 223 p.

Bowen, N. L. (1928). *The Evolution of the Igneous Rocks*. Princeton University Press, New Jersey. 334 p.

Brown, M. (1973). The definition of metatexis, diatexis and migmatite. *Proceedings of the Geologist Association*, 84. 371-382.

Brun, J. P., Burg, J. P. (1982). Combined thrusting and wrenching in the Ibero-Armorican arc: a corner effect during continental collision. *Earth and Planetary Science Letters*, 61. 319-332.

Burg, J.-P., Iglesias, M., Laurent, Ph., Matte, Ph., Ribeiro, A. (1981). Variscan intracontinental deformation: the Coimbra-Córdoba Shear Zone (SW Iberian Peninsula). *Tectonophysics*, 78, 161-177.

Carrington da Costa, J. (1950). Notícia sobre uma carta geológica do Buçaco de Nery Delgado. Publicação Especial Serviços Geológicos de Portugal, 28 p.

Carvalhosa, A. (1965). Contribuição para o conhecimento geológico da região entre Portel e Ficalho (Alentejo). Mem. Serv. Geol. Portugal, mem. 11, 142 p.

Castro, A., Corretgé, L. G., Rosa, J., Enrique, P., Martínez, F. J., Pascual, E., Lago, M., Arranz, E., Galé, C., Fernández, C., Donaire, T., López, S. (2002). Palaeozoic Magmatism. In: The Geology of Spain (Gibbons, W. e Moreno, T. eds.), Geological Society London, London, 117-153.

Chaminé, H. I., Carvalho, J. M., Afonso, M. J., Teixeira, J., Freitas, L. (2013). On a dialogue between hard-rock aquifer mapping and hydrogeological conceptual models: insights into groundwater exploration. Eur Geol Mag J Eur Fed Geol 35:26–31

Chaminé, H. I., Gama Pereira, L. C., Fonseca, P. E., Noronha, F., Lemos de Sousa, M. J. (2003). Tectonoestratigrafia da faixa de cisalhamento de Porto-Albergaria-a-Velha-Coimbra-Tomar, entre as Zonas Centro-Ibérica e de Ossa-Morena (Maciço Ibérico, W de Portugal). Cadernos Laboratório Xeolóxico de Laxe, 28, 37-78.

Chaminé, H. I. O. (2000). Estratigrafia e Estrutura da Faixa Metamórfica de Espinho-Albergaria-a-Velha (Zona de Ossa-Morena): Implicações Geodinâmicas. Tese de Doutoramento, Departamento de Geologia, Universidade do Porto, 497 p.

Chaminé, H. I., Leterrier, J., Fonseca, P. E., Ribeiro, A., Lemos de Sousa, M. J. (1998). Geocronologia U/Pb em zircões e monazites de rochas ortoderivadas do sector Espinho-Albergaria-a-Velha (Zona de Ossa Morena, NW de Portugal). Actas V Congresso Nacional de Geologia. Comun. Inst. Geol. Min., Lisboa, 84(1): 115-118.

Chaminé, H. I., Ribeiro, A., Pereira, E. (1995). Cartografia geológica e estratigrafia da faixa Precâmbrica do sector Espinho–Albergaria-a-Velha (Zona de Ossa-Morena). Publicações do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciências do Porto, 4, 329-333.

Corretgé L. G., Suárez, O. (1990). Igneous rocks of the Cantabrian and Palentian zones. In: Pre-Mesozoic Geology of Iberia (Dallmeyer, R. D. e Martínez García, E. eds.). Springer-Verlag, Berlin, 72-79.

Dallmeyer, R., Martínez Garcia, E. (1990). Introduction to the Pre-Mesozoic Geology of Iberia. In Pre-Mesozoic Geology of Iberia (R. D. Dallmeyer e E. Martínez Garcia eds.). Springer-Verlag.

Delgado, J. F. N., Choffat, P. (1899). Carta Geológica de Portugal, escala 1/500.000. 3ª Edição, 2 Folhas. Direcção dos Trabalhos Geológicos.

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

Dias, R., Ribeiro, A. (1995). The Ibero-Armorican Arc: a collisional effect against an irregular continent? *Tectonophysics*, 246, 113-128.

Dietrich, R. V., Mehnert, K. R. (1960). Proposal for the nomenclature of migmatites and associated rocks. Symposium on Migmatite Nomenclature. Int.Geol. Congress (Norden). 56-67.

Díez Balda, M. A., Martínez Catalan, J. R., Arribas, P. A. (1995). Syn-collisional extensional collapse parallel to the orogenic trend in a domain of steep tectonics: the Salamanca Detachment Zone (Central Iberian Zone, Spain). *Journal of Structural Geology*, 17, 163-182.

Díez Balda, M. A., Vegas, R., Gonzalez Lodeiro, F. (1990). Structure of Autochthonous Sequences of the Central-Iberian Zone. In: Pre-Mesozoic Geology of Iberia (Dallmeyer, R. D. e Martínez García, E. eds.). Springer-Verlag, Berlin, 172-188.

Escuder Viruette, J., Navidad, M. (1999). Magmatismo prehercínico relacionado con extensión cortical en el Domo Gneísico del Tormes (Macizo Ibérico): evidencias geoquímicas en ortogneises y ortoanfibolitas. XV Reunión Geología del Oeste Peninsular. Badajoz, Resúmenes, 115-124.

Escuder Viruette, J., Arenas, R., Martínez Catalán, J. R. (1994). Tectonothermal evolution associated with Variscan crustal extension in the Tormes Gneiss Dome (NW Salamanca, Iberian Massif, Spain). *Tectonophysics*, 238, 117-138.

Farias, P., Gallastegui, G., González Lodeiro, F., Marquínez, J., Martín Parra, L., Martínez Catalán, J., Paolo Macía, J., Rodríguez Fernandes, L. (1987). Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galiza Central. Memórias Fac.Ciênc. Univ. Porto.

Fernández, F. J.; Chaminé, H. I.; Fonseca, P. E.; Munhá, J. M.; Ribeiro, A.; Aller, J.; Fierres-Fuentes, M., Borges, F. S. (2003). HT-fabrics in a garnet-bearing quartzite from Western Portugal: geodynamic implications for the Iberian Variscan Belt. *Terra Nova*, 15 (2): 96-103.

Fernandez-Suárez, J., Gutiérrez-Alonso, G., Johnston, S., Jeffries, T., Pastor-Galan, D., Jenner, G., Murphy, J. (2011). Iberian late-Variscan granitoids: some considerations on crustal sources and the significance of “mantle extraction ages”. *Lithos*, 123, 121-132.

Ferreira, N., Iglesias, M., Noronha, F., Pereira, E., Ribeiro, A., Ribeiro, M.L. (1987). Granitoides da Zona Centro Ibérica e seu enquadramento geodinâmico. In: *Geologia de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico* (F. Bea, A. Carnicero, J.C. Gonzalo, M. López Plaza e M.D. Rodríguez Alonso (eds.)). Ed. Rueda, Madrid, 37-51.

Fonseca, P. (1995). Estudo da sutura varisca no SW Ibérico nas regiões de Serpa-Beja-Torrão e Alvito-Viana do Alentejo. Tese de Doutoramento, Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, 325 p.

Fonseca, P. (1989). Estudo de um segmento da sutura da Cadeia Varisca Ibérica: Serpa – Pulo do Lobo. Tese de PAPCC, Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, 127 p.

Fonseca, P., Munhá, J., Pedro, J. C., Moita, P., Araújo, A., Rosas, F., Leal, N. (1999). Variscan Ophiolites and High-Pressure metamorphism in Southern Iberia. *Ofioliti*, 24/2, 259-268.

Fonseca, P., Ribeiro, A. (1993). The Tectonics of Beja- -Acebuches Ophiolite: A major suture in the Iberian Variscan Fold Belt. *Geologische Rundschau*, 3-82, 440-447.

Gallastegui, G., Suárez, O., Cuesta, A. (2004). Zona Cantábrica: Magmatismo. In: *Geología de España* (Vera, J.A. ed.). Sociedad Geológica de España, IGME, Madrid, 47-49.

Galindo, C., Casquet, C. (2004). Magmatismo: El magmatismo prevarisco de la Zona de Ossa-Morena. In: Geología de España (Vera, J. A. ed.). Sociedad Geológica de España, IGME, Madrid, 190-194.

Gama Pereira, L. (1987). Tipologia e evolução da sutura entre a Zona Centro-Ibérica e a Zona de Ossa-Morena no sector entre Alvaiázere e Figueiró dos Vinhos (Portugal Central). Tese de Doutoramento. Universidade de Coimbra, 331 p.

Gómez-Pugnaire, M. T., Azor, A., Fernández-Soler, J. M., Sánchez-Vizcaíno, V. L. (2003). The amphibolites from the Ossa-Morena/Central Iberian Variscan suture (Southwestern Iberian Massif): Geochemistry and tectonic interpretation. *Lithos*, 68, 23-42.

Gonçalves, F., Palácios, T. (1984). Novos elementos paleontológicos e estratigráficos sobre o Proterozóico português da Zona de Ossa-Morena. In Memórias da Academia de Ciências de Lisboa, 25, 225-235.

Gonçalves, F., Oliveira, V. (1986). Alguns aspectos do Precâmbrico da Zona de Ossa-Morena em Portugal. O Proterozóico superior de Estremoz. *Mem. Acad. Ciênc., Lisboa, Classe de Ciências*, 27, 111-117.

Henkes, L., Johannes, W. (1981). The petrology of a migmatite (Arvika, Varmland, western Sweden). *Neues Jahrbuch fur Mineralogie, Abhandlungen*, 141. 113-133.

Ibarguchi, J., Arenas, R. (1990). Metamorphic evolution of the allochthonous complexes from the Northwest of the Iberian Peninsula. In: Pre-Mesozoic Geology of Iberia (Dallmeyer, R. D. e Martínez-García, E. eds.), Springer-Verlag, pp. 237-246.

Iglésias, M., Ribeiro, M., Ribeiro, A. (1983). La interpretación aloctonista de la estructura del noroeste peninsular. In: Libro Jubilar de J.M. Rios (Comba, J.A. coord.), tomo I, Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 459-467.

Instituto Geográfico do Exército (1998). Carta Militar de Portugal Série M888 - Folha 164 - Oliveira de Azeméis.

Julivert, M., Martínez, F. J. (1983). Estructura de conjunto y visión global de la Cordillera Herciniana. In: Libro Jubilar de J. M. Rios (Comba, J. A. coord.). Tomo I. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 612-630.

Julivert, M., Fontbote, J. M., Ribeiro, A., Conde, L. (1974). Memória Explicativa del Mapa Tectónico de la Península Iberica y Baleares. Inst. Geol. Min. España, 113 p.

Julivert, M., Fonteboté, J., Ribeiro, A., Conde, L. (1972). Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares a escala 1:1.000.000. Instituto Geológico y Minero de España.

Kenah, C., Hollister, L. S. (1983). Anatexis in the Central Gneiss Complex, British Columbia. In Migmatites, Melting and Metamorphism (M.P. Atherton e C.D. Gribble, eds.). Shiva, Shiva, Nantwich. 142-162.

Leite, M. R. M. (1986). Fragmentação e classificação de rochas e minerais. Universidade do Porto.

Lotze, F. (1945). Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. Geotektonische Forschungen, 6.

Marcos, A., Martínez Catalán, J. R., Gutiérrez-Marco, J. C., Pérez-Estaún, A. (2004). Zona Asturoccidental-Leonesa: Estratigrafía y paleogeografía. In: Geología de España (Vera, J.A. ed.). Sociedad Geológica de España, IGME, Madrid, 49-52.

Marques, F. (1994). Estudo Tectónico das Rochas Infracrustais do Manto de Soco do SW do Maciço de Bragança. Tese de Doutoramento. Dep. Geologia da FCUL, Lisboa, 196 p.

Martínez, F. J., Corretgé, L. G., Suárez, O. (1990). Distribution, Characteristics and Evolution of Metamorphism of the Autochthonous Sequences of the Central-Iberian Zone. In: Pre-Mesozoic Geology of Iberia (Dallmeyer, R. D. e Martínez García, E. eds.). Springer-Verlag, Berlin, 207-211.

Martínez, F. J., Julivert, M., Sebastián, A., Arboleya, M. L., Gil-Ibarguchi, J.I. (1988). Structural and thermal evolution of high-grade areas in the northwestern parts of the Iberian Massif. American Journal of Sciences, 288, 969-996.

Martínez, F. J., Rolet, J. (1987). Late Palaeozoic metamorphism in the northwestern Iberian Peninsula, Brittany and related areas in South-West Europe. In: The Caledonian-Appalachian Orogen (Harris, I. J., Fettes, D. J. eds.), Geological Society (London), Special Publication, 38, 611-620.

Martínez Catalán, J. R., Martínez Poyatos, D., Bea, F. (2004). Zona Centroibérica: Introducción. In: Geología de España (Vera, J.A. ed.). Sociedad Geológica de España, IGME, Madrid, 68-69.

Martínez Catalán, J. R., Arenas, R., Días García, F., Rubio Pascual, F. J., Abati, J. (1996). Subduction and syn-collisional exhumation of a Paleozoic continental margin: an integrated study based on structures and P-T paths of the Basal Units in the Ordenes Complex (Galicia, Spain). *Geogaceta*, 20, 867-870.

Martínez Catalán, J. R. (1990). West Asturian-Leonese Zone – Introduction. In: Pre-Mesozoic Geology of Iberia (Dallmeyer, R. D. e Martínez García, E. eds.). Springer-Verlag, Berlin, 91.

Martínez Catalán, J. R. (1985). Estratigrafía y estructura del domo de Lugo (sector Oeste de la Zona Asturoccidental-Leonesa). *Corpus Geologicum Gallaeciae* (2ª série), 2, 1-291.

Mata, J., Munhá, J. (1990). Magmatogénese de Metavulcanitos Câmbricos do Nordeste Alentejano: os estádios iniciais de «rifting» continental. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 76, 61-89.

Matte, Ph. (1986a). La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8, T II, 9-24.

Matte, Ph. (1986b). Tectonics and plate tectonics model for the Variscan Belt of Europe. *Tectonophysics*, 126, 329-374.

Matte, Ph. (2001). The Variscan collage and orogeny (480-290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review. *Terra Nova*, 13, 122-128.

Matte, P., Ribeiro, A. (1975). Forme et orientation de l'ellipsoïde de deformation dans la vibration Hercynienne de Galicia: relation avec le plissement et hypotheses sur la genese de l'arc Iberio-Armoricain. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences*, 280, 2825-2828.

Mehnert, K. R. (1968). *Migmatites and the origin of Granitic Rocks*. Elsevier, Nova Iorque. 394 p.

Mendes, M. H. (1997). *Estudo do Regime Metamórfico varisco da Serra da Freita*. Tese de Doutoramento, Universidade de Aveiro.

Mendes, M. H., Munhá, J. (1993). Ocorrência de distena hercínica na Serra da Freita (Zona Centro-Ibérica). *Memórias - Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico*, 3. 119-120.

Miyashiro, A. (1979). *Metamorphism and metamorphic belts*. George Allen & Unwin, London, 492 p.

Munhá, J., Ribeiro, M., Pereira, E. (1990). Petrology and geochemistry of the Morais ophiolite (Trás-os-Montes, NE Portugal). VIII Semana de Geoquímica (Resumos), Univ. Lisboa.

Munha, J., Barriga, F. J. A. S., Kerrich, R. (1986). High ^{18}O -forming fluids in volcanic-hosted base metal massive sulfide deposits: Geologic, $18\text{O}/16\text{O}$, and D/H evidence from the Iberian pyrite belt; Crandon, Wisconsin, and Blue Hill, Maine: *Economic Geology*, 81, 530–552.

Munhá, J., Ribeiro, A., Ribeiro, M. (1984). Blueschists in the Iberian Variscan chain (Trás-os-Montes, NE Portugal). *Com. Serv. Geol. Portugal*, 70, 31-53.

Munhá, J. M. (1983a). Low-grade Regional Metamorphism in the Iberian Pyrite Belt. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 69, 3-35.

Munhá, J. M. (1983b). Hercynian magmatism in the Iberian Pyrite Belt. *Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal*, 29, 39-81.

Natividad, M., Bea, F. (2004). Zona Centroibérica: El magmatismo prevarisco. In: *Geología de España* (Vera, J.A. ed.). Sociedad Geológica de España, IGME, Madrid, 92-96.

Nery Delgado, J. F. (1905). Contribuições para o estudo dos terrenos paleozóicos. I - Pré-câmbrico e Archaico. II - Câmbrico. Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal, 6, 56-122.

Noronha F., Ramos, J. M. F., Rebelo, J., Ribeiro, A., Ribeiro M. L. (1981): Essai de corrélation des phases de déformation hercyniennes dans le NW de la Péninsule Ibérique. Leid. Geol. Meded.. 52 (1), 87-91.

Noronha, F., Ramos, J. M. F., Rebelo, J. A., Ribeiro, A., Ribeiro, M. L. (1979). Essai de corrélation des phases de déformation Hercynienne dans le Nord-Ouest Péninsulaire. Boletim da Sociedade Geológica de Portugal, 21, 2-3, 227-237.

Noronha, F., Leterrier, J. (2000). Complexo metamórfico da Foz do Douro (Porto). Geoquímica e Geocronologia. Revista Real Academia Galega de Ciências, 19, 21-42.

Oen, I. S. (1970). Granite intrusion, folding and metamorphism in central northern Portugal. Boletín Geológico y Minero.

Oliveira, J. T., Pereira, E. Ramalho, M., Antunes, M. T., Monteiro, J. H. (1992). Carta Geológica de Portugal, na escala 1:500.000. Laboratório Nacional de Energia e Geologia, Lisboa.

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

Oliveira, J. T. (1990). South-Portuguese Zone: Stratigraphy and Synsedimentary Tectonism. In: Pre-Mesozoic Geology of Iberia (Dallmeyer, R. D., Martínez García, E. eds.). Springer-Verlag, Berlin, 334-347.

Oliver, N. H., Barr, T. D. (1997). The geometry and evolution of magma pathways through migmatites of the Halls Creek Orogen, Western Australia. Mineralogical Magazine, 61, 3-14.

Ordóñez Casado, B. (1998). Geochronological studies of the Pre-Mesozoic basement of the Iberian Massif: the Ossa-Morena zone and the Allochthonous Complexes within the Central Iberian Zone. Diss. EHZ-Zürich, 235 p.

Pereira E., Severo Gonçalves, L., Moreira, A. (2007). Carta geológica de Portugal na escala 1:50 000. Notícia explicativa da folha 13-D – Oliveira de Azeméis. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.

Pereira E., Severo Gonçalves, L., Moreira, A. (2006). Carta geológica de Portugal na escala 1:50 000, Folha 13-D (Oliveira de Azeméis). Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.

Pereira, M. (1999). Caracterização da estrutura dos domínios setentrionais da Zona de Ossa-Morena e seu limite com a Zona Centro-Ibérica, no Nordeste Alentejano. Tese de doutoramento, Universidade de Évora, 115 p.

Pereira, E., Ribeiro, A. (1997) - Maciço de Morais. In: Livro-Guia da Excursão Pré-Reunião (Gomes, M. E. P. coord.), XIV Reunião de Geologia do Oeste Peninsular, UTAD, Vila Real, pp. 11-27.

Pereira E., Severo Gonçalves, L., Moreira, A. (1981). Carta geológica de Portugal na escala 1:50 000, Folha 13-D (Oliveira de Azeméis). Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.

Pereira E., Severo Gonçalves, L., Moreira, A. (1980). Carta geológica de Portugal na escala 1:50 000. Notícia explicativa da folha 13-D – Oliveira de Azeméis. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.

Pérez Estaún, A., Bastida, F. (1990). Structure of the Cantabrian Zone. In: Pre-Mesozoic Geology of Iberia (Dallmeyer, R. D. e Martínez García, E. eds.). Springer-Verlag, Berlin, 55-69.

Pérez Estaún, A., Bastida, F., Martínez Catalán, J. R., Gutiérrez Marco, J. C., Marcos, A., Pulgar, J. A. (1990). Stratigraphy of the West Asturian-Leonese Zone. In: Pre-Mesozoic Geology of Iberia (Dallmeyer, R. D. e Martínez García, E. eds.). Springer-Verlag, Berlin, 92-102.

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. (2004). La Cordillera Varisca Europea: el Macizo Ibérico. In: Geología de España (Vera, J. A. ed.). Sociedad Geológica de España, IGME, Madrid, 21-25.

Pinto, M. S. (1982). Contribuição para o conhecimento geoquímico e isotópico dos granitóides da área de Oliveira de Azeméis. V Semana de Geoquímica, Lisboa. Bol. Soc. Geol. Portugal, Lisboa, 22, 121-124.

Pinto, M. S. (1979). Geochemistry and geochronology of granitic rocks from the Aveiro and Viseu district (Northern Portugal): PhD Thesis, University of Leeds, 196 p.

Portugal Ferreira, M. (1982). A magmatic arc in the Iberian segment of the Hercynian chain: I – the northwest-southeast lineament between Oporto (Portugal) and Zarza La Mayor (Spain). Memórias e Notícias, Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra, 94, 31-50.

Quesada, C., Fonseca, P. E., Munhá, J., Oliveira, J. T., Ribeiro, A. (1994). The Beja-Acebuches Ophiolite (Southern Iberia Variscan fold belt): Geological characterization and geodynamic significance. Boletín Geológico y Minero, 105, 3-49.

Quesada, C. (1991). Introduccion a la excursion. In: Significado Geodinámico del Límite entre las Zonas Ossa-Morena y Surportuguesa (Guía de Campo) (Crespo-Blanc, A., Fonseca, P., Munhá, J., Oliveira, J. T., Quesada, C. coords.). XI Reunión sobre la Geología del Oeste Peninsular, Universidad de Sevilla, Departamento de Geología y Minería, La Rábida – Huelva, 2-24.

Quesada, C., Robardet, M., Gabaldon, V. (1990). Stratigraphy of Ossa-Morena Zone: Synorogenic Phase (Upper Devonian-Carboniferous-Lower Permian). Pre-Mesozoic Geology of Iberia (In: Dallmeyer, R.D., Martínez-García, E. eds.). Springer-Verlag, pp. 273 -279.

Read, H. H. (1957). The Granite Controversy. Thomas Murby & Company, Londres. 430 p.

Reavy, R.J. (1987). An investigation into the controls of granite plutonism in the Serra da Freita region, northern Portugal. PhD thesis, University of St. Andrews.

Ribeiro, A., Romão J., Munhá, J., Rodrigues, J., Pereira, E., Mateus, A., Araújo, A. (2013). Relações Tectonoestratigráficas e Fronteiras entre as Zonas Centro-Ibérica e Ossa-Morena do Terreno Ibérico e o Terreno Finisterra. In: Geologia de Portugal, Volume 1: Geologia Pré-mesozóica de Portugal (Rui Dias, Alexandre Araújo, Pedro Terrinha, José Kull-berg eds.), Escolar Editora.

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

Ribeiro, A., Pereira, E., Fonseca, P., Mateus, A., Araújo, A., Munhá, J., Romão, J., Rodrigues, J. F. (2009). Mechanics of tick-skinned Variscan overprinting of Cadomian basement (Iberian Variscides). *C. R. Geosciences*, 341(2-3), 127-139.

Ribeiro, A., Pereira, E. (1997). Introdução à geologia do NE de Trás-os-Montes. In: Livro-Guia da Excursão Pré-Reunião (Gomes, M. E. P. coord.). XIV Reunião de Geologia do Oeste Peninsular, UTAD, Vila Real, 3-7.

Ribeiro, M. (1991). Contribuição para o conhecimento estratigráfico e petrológico da região a SW de Macedo de Cavaleiros (Trás-os-Montes oriental). *Mem. Serv. Geol. Portugal*, 30, 1-106.

Ribeiro, A., Pereira, E., Dias, R. (1990). Structure of the Northwest of the Iberian Peninsula. In: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (Dallmeyer, R., Martínez Garcia, E. eds.). Springer-Verlag.

Ribeiro, A. (1984). Paleozóico: Tectónica. In: *Notícia Explicativa da Folha 7 da Carta Geológica de Portugal na Escala 1/200.000* (Oliveira, J. T. coord.). Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 28-30.

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

Ribeiro, A., Antunes, M. T., Ferreira, M. P., Rocha, R. B., Soares, A. F., Zbyszewsky, G., Almeida, F. M., Carvalho, D., Monteiro, J. H. (1979). Introduction à géologie générale du Portugal. *Serviços geológicos de Portugal*, 111 p.

Ribeiro, A. (1974). Contribution à l'étude tectonique de Trás-os-Montes oriental. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, 24, 1-168.

Romão, J., Rodrigues, J., Pereira, E., Ribeiro, A. (2006). Relações tectonoestratigráficas entre o terreno Ibérico (Zonas Centro-Ibérica e Ossa-Morena) e o terreno Finisterra no W e SW da Ibéria. VII Congresso Nacional de Geologia.

Sánchez Carretero, R., Eguiluz, L., Pascual, E., Carracedo, M. (1990). Igneous rocks in the Ossa-Morena Zone. In: Pre-Mesozoic Geology of Iberia (Dallmeyer, R. D. e Martínez García, E. eds.). Springer-Verlag, Berlin, 292-313.

Santos, J., Mendes, M. H., Gonçalves, A., Moita, P. (2012). New geochemical and isotopic constraints on the genesis of the Oliveira Azeméis granitoid melts (Porto-Tomar Shear Zone, Iberian Variscan Chain, Central-Western Portugal). EGU - Austria (Viena), Geophys. Res. Abs., 14.

Santos, J. F. O. P. (1998). Geoquímica de litologias básicas e ultrabásicas da Unidade Alóctone Superior do Maciço de Bragança. Tese de Doutoramento, Departamento de Geociências, Universidade de Aveiro, 402 p.

Sawyer, E. W. (2001). Melt segregation in the continental crust: distribution and movement of the melt in anatectic rocks. *Journal of Metamorphic Geology*, 19. 291-309.

Sawyer, E. W. (2008). Atlas of Migmatites. *The Canadian Mineralogist*, Special Publication 9. NRC Research Press. 371 p.

Schäfer, H.J. (1990). Geochronological investigations in the Ossa-Morena Zone, SW Spain. Tesis Doctoral, Univ. Zürich, 153 p.

Schermerhorn, L.J.G., Kotsch, S. (1984). First occurrence of lawsonite in Portugal and tectonic implications. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 70, 23–29.

Silva, E. C. O. (2013). Dados isotópicos (sistemas Rb-Sr e Sm-Nd) de rochas graníticas e migmatíticas da área de Oliveira de Azeméis. Dissertação de Licenciatura em Engenharia Geológica, Universidade de Aveiro, 64 p.

Suárez, O., Corretgé, L. G., Martínez, F. J. (1990). West Asturian-Leonese Zone Distribution and characteristics of the Hercynian metamorphism. In: Pre-Mesozoic Geology of Iberia (Dallmeyer, R. D. e Martínez García, E. eds.). Springer-Verlag, Berlin, 129-133.

Terra, I. M. V. (2014). Dados petrográficos, geoquímicos e isotópicos sobre os “metapórfiros” e litologias envolventes, da área de Oliveira de Azeméis. Dissertação de Licenciatura em Engenharia Geológica, Universidade de Aveiro, 67 p.

Truyols, J., Arbizu, M. A., Garcia Alcalde, J. L., Garcia Lopez, S., Mendez Bedia, I., Soto, F., Truyols Massoni, M. (1990). The Asturian-Leonese Domain (Cantabrian Zone). In: Pre-Mesozoic geology of Iberia (Dallmeyer, R. D. e Martinez Garcia, E. (eds)). Springer Verlag, Berlin.

Valladares, M. I., Barba, P., Ugidos, J. M. (2002). Precambrian. In: The Geology of Spain (Gibbons, W. e Moreno, T. eds.), Geological Society London, London, 7-16.

Vera, J. A., Ancochea, E., Barnolas, A., Bea, F., Calvo, J. P., Civis, J., De Vicente, G., Fernández-Gianotti, J., Garcíz-Cortés, A., Pérez-Estaún, A., Rodríguez-Fernandez, L. R., Sopena, A., Tejero, R. (2004). Introducción. In Geología de España (J. A. Vera ed.). Sociedad Geológica de España, Instituto Geológica y Minero de España. Madrid. 884 p.

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

White, R. W., Powell, R., Halpin, J. A. (2004). Spatially focused melt formation in aluminous metapelites from Broken Hill, Australia. *Journal of Metamorphic Geology*, 22. 825-845.

Anexo A1: Composições mineralógicas modais das lâminas delgadas confeccionadas a partir da amostragem de campo

Tabela 9: Composição mineralógica modal (estimada visualmente) dos micaxistos biotíticos com silimanite, localmente migmatizados.

Local	Amostra	Bt	Ms	Qz	Mc	Pl	Sil	Tur	Opq
Arrotas	RO43	0	10	42	40	0	8	0	0
	RO60a	8	12	40	35	0	5	0	0
	RO60b	5	15	30	40	0	10	0	0
	RO59a	5	15	35	30	0	15	0	0
	RO59b	10	12	30	25	15	8	0	0
Aterro (Flores)	RO12(1)	55	15	10	0	0	20	0	0
	RO15	50	5	5	0	0	40	0	0
	RO16	40	20	10	0	0	30	0	0
	RO17(1)	5	20	60	0	0	15	0	0
	RO18(1)	50	10	0	0	0	40	0	0
	RO12(2)	40	20	20	0	0	20	0	0
Figueiredo	RO39	40	20	30	0	0	10	0	0
	RO49	25	35	20	0	0	15	5	0
	RO50b(1)	15	10	60	0	0	15	0	0
	RO62(1)	0	40	50	0	0	10	0	0
	RO62B(a)	0	50	30	10	0	10	0	0
Outeiro de Cima	RO27	5	5	80	0	0	10	0	0
	RO28B	10	10	50	0	0	30	0	0
	RO56	5	30	50	0	0	15	0	0
	RO80	70	20	0	0	0	10	0	0
Ribeiras	RO45	30	35	20	0	0	10	5	0
	RO46	15	30	50	0	0	5	0	0
	RO63	45	15	20	0	0	15	5	0

Tabela 10: Composição mineralógica modal (estimada visualmente) das rochas migmatíticas.

Local	Amostra	Bt	Ms	Qz	Mc	Pl	Sil	Tur	Opq
Bemposta	RO72(2)	15	10	40	25	0	10	0	0
	RO73	10	5	40	30	10	5	0	0
Figueiredo	RO37	0	0	5	95	0	0	0	0
Caniços	RO23	40	40	5	0	0	15	0	0
Outeiro de Cima	RO24A	10	10	40	10	20	10	0	0
	RO24B	10	10	40	10	20	10	0	0
	RO25	5	15	20	20	30	10	0	0
	RO26	10	30	40	0	0	20	0	0
Pedreira Sacramento	ROP1	30	20	35	0	0	10	5	0
	ROP2	10	25	40	5	10	10	0	0
	ROP3	10	10	40	20	10	10	0	0
	ROP4	10	3	45	10	25	5	2	0
	ROP6b	10	5	45	10	25	5	0	0
Sanfins	RO56A1(a)	10	15	35	35	0	5	0	0
	RO56A1(b)	8	12	35	30	10	5	0	0
	RO56A2(2)	5	15	30	25	20	5	0	0
Suzana	RO74	15	40	30	0	0	15	0	0
	RO77	10	20	35	10	20	5	0	0

Tabela 11: Composição mineralógica modal (estimada visualmente) dos granitos deformados.

Local	Amostra	Bt	Ms	Qz	Mc	Pl	Sil	Tur	Opq
Corte E-W (Estrada)	RO4(1)	0	10	35	30	25	0	0	0
	RO4(2)	0	15	40	20	15	10	0	0
	RO5A(2)	5	15	40	20	15	5	0	0
	RO5B	5	15	35	25	15	5	0	0
	RO6	10	15	35	25	15	0	0	0
	RO10(1)	5	20	40	25	10	0	0	0
	RO10(2)	5	20	40	25	10	0	0	0
Corte N-S (Flores)	RO51b	4	15	45	25	10	0	1	0
	RO51A(a)	10	15	45	15	10	5	0	0
	RO51A(b)	5	15	40	25	10	5	0	0
	RO52A	3	10	45	20	15	5	2	0
	RO52B	10	15	45	5	20	5	0	0
	RO53b	4	15	45	15	10	10	1	0
Flores	RO2(1)	5	10	45	15	20	5	0	0
	RO2(2)	4	15	45	20	10	5	1	0
	RO7(1)	4	15	35	30	15	1	0	0
	RO7(2)	1	15	40	30	10	4	0	0
	RO7(3)	5	15	40	25	10	5	0	0
	RO29	5	15	35	25	15	5	0	0
N Quintã	RO20A	5	15	35	25	10	10	0	0
	RO21	5	15	45	20	10	5	0	0
Pedreira Sacramento	ROP8a	5	10	55	10	20	0	0	0
	ROP8b	5	10	55	10	20	0	0	0
	ROP8c(1)	0	5	45	20	25	5	0	0
	ROP8C(2)	0	5	45	20	25	5	0	0
	ROP9	10	10	35	30	10	5	0	0
	ROP10	5	15	40	30	10	0	0	0
Suzana	RO77	10	20	35	10	20	5	0	0

Anexo A2: Difractogramas resultantes da difracção de Raios-X

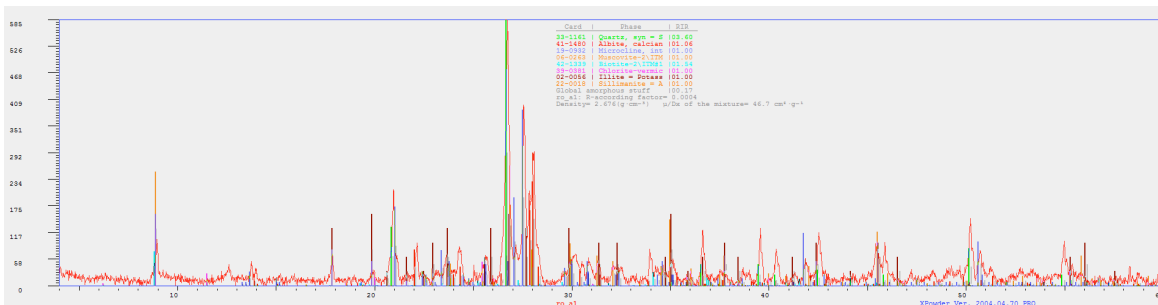


Figura 59: Difractograma da amostra ROA1.

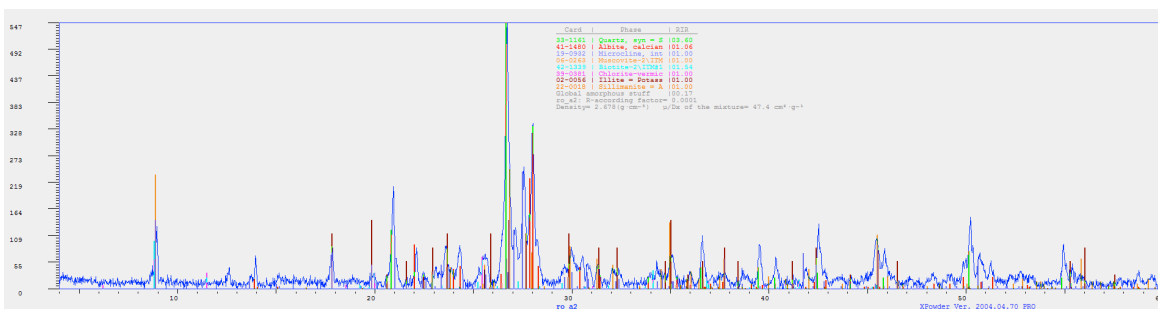


Figura 60: Difractograma da amostra ROA2.

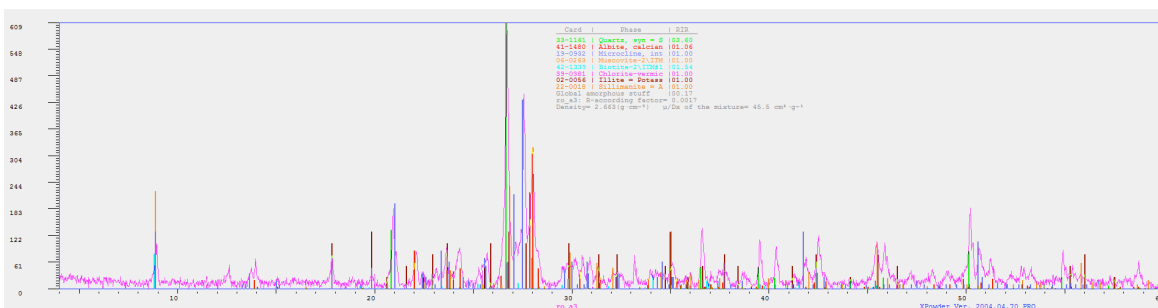


Figura 61: Difractograma da amostra ROA3

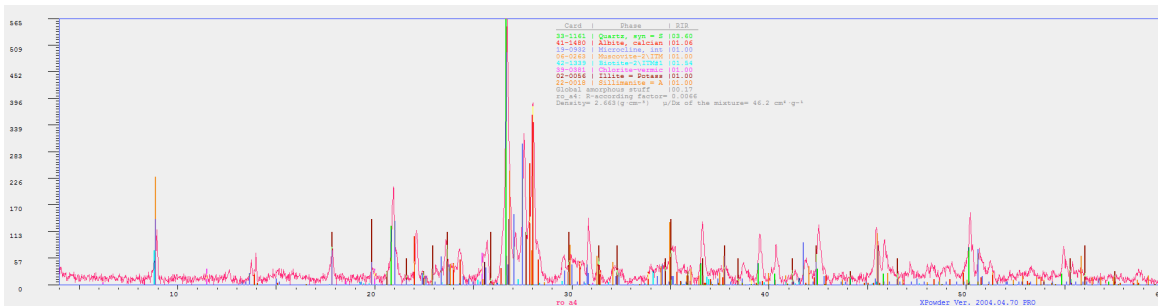


Figura 62: Difractograma da amostra ROA4.

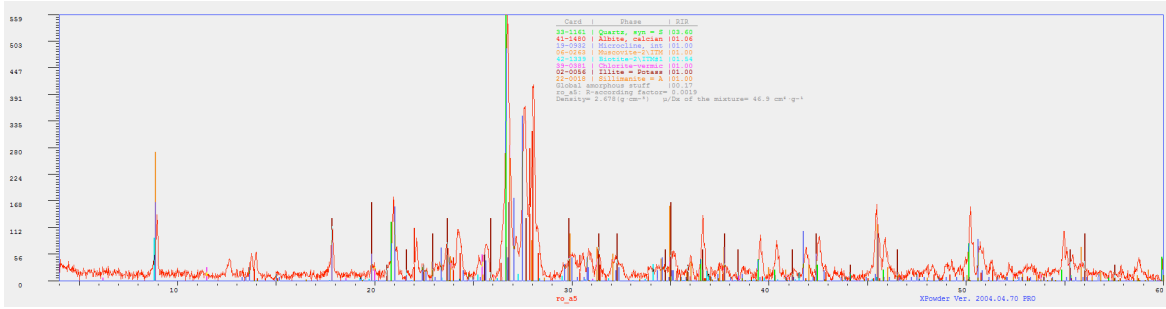


Figura 63: Diffractograma da amostra ROA5.

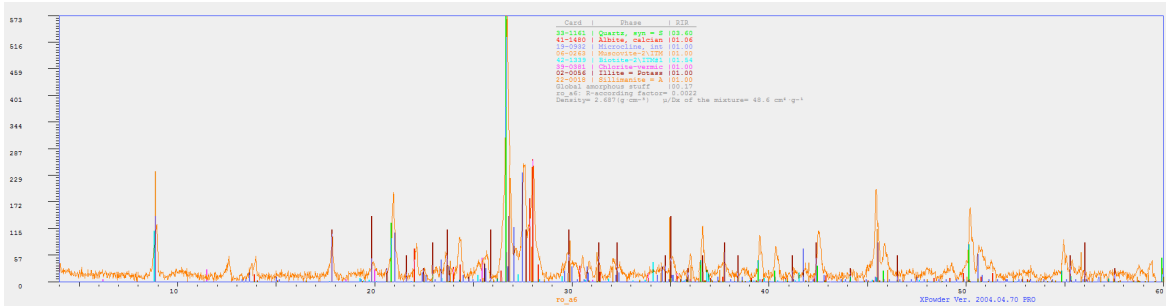


Figura 64: Diffractograma da amostra ROA6.

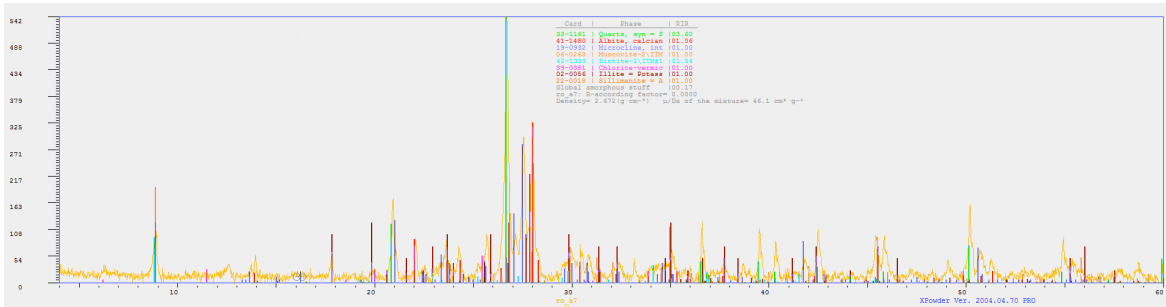


Figura 65: Diffractograma da amostra ROA7.

Anexo A3: Algoritmo utilizado na estimação da composição mineralógica normativa a partir de dados da fluorescência de Raios-X

```

% Autores: Fernando Almeida e Rui Oliveira
% Algoritmo utilizado na estimação da composição mineralógica normativa
% a partir de dados de fluorescência de Raios-X

close all
clear all
clc

k=input('Introduza o factor de amortecimento')

ymax=80;

indice=['          LOI-H2O+F'   '   Al2O3'   '   SiO2'   '   K2O'   '   Na2O' 'CaO'
'FeO' 'MgO']

min1=[ 0.0462 0.3836 0.4521 0.1181 0.0 0.0 0.0 0] %Muscovite
min2=[ 0.0427 0.1176 0.4158 0.1086 0 0 0.0829 0.2324] %Biotite
min3=[ 0 0.1832 0.6476 0.1692 0 0 0 0] %Microclina
min4=[ 0 0.1883 0.6657 0 0.057 0.1036 0 0] %plagioclase
min5=[ 0 0 1 0 0 0 0 0] %quartzo
min6=[ 0 0.6292 0.3708 0 0 0 0 0] % Silimanite
min7=[0.119 0.163 0.296 0.0028 0.0003 0.0023 0.2 0.19] %Clorite Parry and Dowey
min8=[0.1203 0.1702 0.5401 0.0726 0 0 0.0185 0.0311] %Ilite

M=[min1;min2;min3;min4;min5;min6;min7;min8]

%introduzir FRX por linha de acordo com o índice de acordo com índice em coluna
['LOI-H2O+F'   '   Al2O3'   '   SiO2'   '   K2O' 'Na2O' 'CaO' 'Fe2O3 MgO']
ROA1=[0.0129 0.1578 0.7282 0.04619          0.0242 0.0055 0.0125 0.00448]
ROA2=[0.0145 0.16581 0.7173          0.04751          0.02356          0.00522 0.0138
0.00609]
ROA3=[0.0113 0.1599 0.7266 0.0474 0.02562          0.00586 0.0119 0.00538]
ROA4=[0.0119 0.16125 0.72734 0.047          0.02595          0.00534 0.0114 0.00398]
ROA5=[0.0112 0.15824 0.72884 0.04869 0.02512 0.00576 0.01189 0.00449]
ROA6=[0.0181 0.16747 0.70087 0.04473 0.01928 0.00609 0.01867 0.01325]
ROA7=[0.022 0.17788          0.6974 0.04855          0.01747          0.00552 0.01831
0.0065]
totalfrx=[ROA1;ROA2;ROA3;ROA4;ROA5;ROA6;ROA7]
f=71.8/199.4 % factor que transforma Fe2O3 em FeO
totalfrx(:,7)=totalfrx(:,7)*f

legenda=['Muscovite   '; 'Biotite     '; 'Microclina  '; 'Plagioclase'; 'Quartzo
'; 'Silimanite  '; 'Clorite     '; 'Ilite       ']
[nl,nc]=size(M)

norm=100*totalfrx*M'*inv(M*M'+k*eye(nl))

x=1:linhas
x=x'*ones(1,nl)

plot(x,norm,'*-')
legend(legenda)
set(gca,'XTickLabel',{'ROA5';'ROA4';'ROA3';'ROA2';'ROA1';'ROA6';'ROA7'})
ylabel('Porcentagem de peso da especie mineral')
titulo= ['Norma damping k=' num2str(k) ' total-
frxn*Mtrans*inv(M*Mtransp+k*eye(nl))']
title(titulo)
ylim([-10 ymax])

```