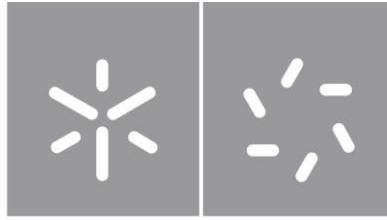


**Universidade do Minho**  
Escola de Ciências

Cristiana Marlene Ribeiro Faria

**Análise Estrutural e Paragenética do  
Pegmatito Bismuto-Títano-Tungstífero de  
Vergaço (Terras de Bouro)**





**Universidade do Minho**

Escola de Ciências

Cristiana Marlene Ribeiro Faria

**Análise Estrutural e Paragenética do  
Pegmatito Bismuto-Títano-Tungstífero de  
Vergaço (Terras de Bouro)**

Dissertação de Mestrado

Mestrado em Geociências

Especialização em Valorização de Recursos Geológicos

Trabalho efetuado sob a orientação do

**Professor Doutor Carlos Augusto Alves Leal Gomes**

## **DIREITOS DE AUTOR E CONDIÇÕES DE UTILIZAÇÃO DO TRABALHO POR TERCEIROS**

Este é um trabalho académico que pode ser utilizado por terceiros desde que respeitadas as regras e boas práticas internacionalmente aceites, no que concerne aos direitos de autor e direitos conexos.

Assim, o presente trabalho pode ser utilizado nos termos previstos na licença abaixo indicada.

Caso o utilizador necessite de permissão para poder fazer um uso do trabalho em condições não previstas no licenciamento indicado, deverá contactar o autor, através do RepositóriUM da Universidade do Minho.

### ***Licença concedida aos utilizadores deste trabalho***



**Atribuição**

**CC BY**

<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>

## **DECLARAÇÃO DE INTEGRIDADE**

Declaro ter atuado com integridade na elaboração do presente trabalho académico e confirmo que não recorri à prática de plágio nem a qualquer forma de utilização indevida ou falsificação de informações ou resultados em nenhuma das etapas conducente à sua elaboração.

Mais declaro que conheço e que respeitei o Código de Conduta Ética da Universidade do Minho.

## **AGRADECIMENTOS**

A concretização, do presente trabalho, beneficiou com contributo de algumas pessoas, as quais, passo a agradecer.

Início, com um especial agradecimento ao Professor Doutor Carlos Leal Gomes, pela sugestão de tema, pela partilha de conhecimento, por sempre se disponibilizar a ensinar e com quem muito aprendi e espero ter a possibilidade de continuar a aprender, agradeço profundamente toda a dedicação e preocupação demonstrada.

Agradeço à Patrícia Sofia Alves Dias, que se disponibilizou nas suas férias a acompanhar uma grávida na sua saída de campo, sem a conhecer, ajudando em tudo o que lhe foi possível.

Aos técnicos do departamento de Ciências da Terra da Universidade do Minho, agradeço nomeadamente: ao Sr. Saúl Sendas, pela sua diária disponibilidade em ajudar, sempre com uma palavra amiga e boa disposição, a entrada no laboratório de lâminas barrava os problemas do dia-a-dia, reinando apenas o bom humor; e ao Dr. António Azevedo do laboratório de difracção de raios X, pela ajuda na preparação de amostras e na obtenção dos dados resultantes.

À Dra. Elsa Ribeiro, do laboratório de microscopia eletrónica da Universidade do Minho, agradeço toda a ajuda prestada na análise de amostras em MEV.

Aos meus colegas Ana Rita Vieira, Luís Silva, Alfredo Miguel Gomes, Tiago Gomes, Érica Mota, Joana Queiróz e José Aires, quero agradecer a boa disposição que foram partilhando comigo ao longo dos anos em que estudamos juntos, alegrando os meus dias, diminuindo a dificuldade de trabalhar e estudar ao mesmo tempo.

Agradeço à minha irmã Olívia pelo apoio incondicional, por sempre me acompanhar e por estar presente para me orientar nas fases mais difíceis.

Por último, mas não o último, agradeço a quem mais me apoiou, quem esteve sempre ao meu lado, não me deixando desistir mesmo quando tudo parecia impossível, a quem acreditou mais em mim do que eu própria e a quem me gratificou com o presente mais lindo do mundo, a Leonor, Sandro Ferraz, ficarás no meu coração para sempre, obrigado pela tua existência na minha vida.

## RESUMO

Em Vergaço, Terras de Bouro – Norte de Portugal, ocorre uma bolsada pegmatítica zonada, com geometria em forma de gota invertida, adquirida através do processo *ballooning*. É acolhida na junção de cisalhamentos, num contexto transpressivo extensivo, o que lhe atribuiu a forma final de um *pull-apart*. O granito hospedeiro é heterogéneo essencialmente biotítico a leucocrata (moscovítico) de grão fino com fenocristais (raramente granatífero).

Apresenta unidades tipomórficas, intimamente relacionadas com fracturação hidráulica e com a deformação Varisca, enriquecidas em mineralizações de Ti, Nb, Ta, Sc, W, As, Bi e Ag.

A sua evolução é fragmentada em três estados evolutivos principais: cristalização fraccionada centrípeta em equilíbrio, desequilíbrio físico caracterizado por reativação de corredores de cisalhamento e por fracturação hidráulica e desequilíbrio químico. O desequilíbrio químico, é complexo e caracterizado por alterações metassomáticas em equilíbrio *subsolvus* a *subsolidus* e por alterações supergénicas.

A composição mineralógica das unidades tardias reflete a singularidade do corpo pegmatítico, demonstrando-se viável ao estabelecimento de um novo tipo paragenético e de uma nova filiação tipológica.

Palavras-Chave: pegmatito zonado, fracturação hidráulica, metassomatismo, evolução hidrotermal, fraccionação de W-Ti-Nb-Ta.

## **ABSTRACT**

Occurs in Vergaço, Terras de Bouro – Northern Portugal a zoned pegmatite, with an inverted drop-shaped geometry, acquired through the ballooning process. It is welcomed in the junction of shears, in an extensive transpressive context, which gave it the final form of a pull-a-part. The host granite is heterogeneous, essentially biotitic, to fine-grained leucocrat (muscovitic) with phenocrysts (rarely granatiferous).

It presents typomorphic units, closely related to hydraulic fracturing and Variscan deformation, enriched in Ti, Nb, Ta, Sc, W, As, Bi and Ag mineralization's.

Its evolution is fragmented into three main evolutionary states: centripetal fractional crystallization in equilibrium, physical imbalance characterized by reactivation of shear corridors and hydraulic fracturing and chemical imbalance. Chemical imbalance is complex and characterized by metasomatic changes in subsolvus to subsolidus balance and by supergenic changes.

The mineralogical composition of the late units reflects the singularity of the pegmatitic body, proving to be viable for the establishment of a new paragenetic type and a new typological affiliation.

Keywords: Zoned pegmatite, hydraulic fracturation, metasomatism, hydrothermal evolution W-Ti-Nb-Ta fractionation.



# Índice

Agradecimentos.....	iv
Resumo.....	v
Abstract.....	vi
Índice de Figuras.....	ix
Índice de Tabelas.....	xvi
Abreviaturas, Siglas e Acrónimos.....	xvii
1. Introdução.....	1
1.1 Modelos de Instalação Pegmatítica.....	1
1.2 Organização Estrutural dos Pegmatitos na ZCI.....	7
1.3 Classificação Paragenética de Pegmatitos Graníticos.....	11
1.4 Diversidade de Pegmatitos Hospedados ou Contíguos a Granitóides.....	12
1.4.1 Grupo Pegmatítico de Senhora de Assunção.....	15
1.4.2 Pegmatito de Seixigal.....	17
1.4.3 Pegmatito de Covide.....	18
1.4.4 Campo Filoniano Hidrotermal da Mina da Borralha.....	19
1.4.5 Campo Filoniano Hidrotermal da Mina da Ribeira.....	21
2. Enquadramento.....	22
2.1 Enquadramento Geomorfológico.....	22
2.2 Enquadramento Tectónico e Litoestratigráfico.....	23
2.3 Enquadramento Geológico.....	25
3. Metodologia.....	27
3.1 Amostragem.....	27
3.2 Preparação de Amostras.....	27
3.3 Equipamentos, Observação e Análise.....	29
3.3.1 Difractometria de Raios X (DRX).....	30
3.3.2 Microscópio Ótico de Luz Refletida (MOLR).....	30
3.3.3 Microscópio Eletrónico de Varrimento (MEV).....	30
3.3.4 Microsonda Eletrónica (MSE).....	31
4. Análise Estrutural.....	32

4.1	Cartografia .....	32
4.2	Forma e Dimensão.....	34
4.3	Estrutura Interna .....	37
5.	Paragéneses.....	46
5.1	Associações Mineralógicas de Cada Unidade Constituinte .....	46
5.1.1	Unidades Primárias .....	46
5.1.2	Unidades Tardias.....	47
5.1.3	Modelo de Zonalidade.....	50
5.2	Mineralogia Determinativa .....	50
5.2.1	DRX.....	50
5.2.2	Análise Química.....	52
5.2.3	Lista de Minerais Identificados .....	54
5.3	Mineralogia Descritiva .....	54
5.3.1	Equilíbrio em <i>Subsolidus</i> – Condições Oxidantes.....	59
5.3.2	Equilíbrio em <i>Subsolvus</i> – Condições Redutoras.....	64
5.3.3	Alterações Supergénicas.....	67
5.4	Minerais como Indicadores Termométricos e Geotermómetros Verdadeiros.....	70
5.4.1	Arsenopirite como Geotermómetro.....	72
5.4.2	Sulfuretos e Sulfossais de Ag-Bi-Pb .....	74
6.	Discussão de Resultados.....	75
7.	Implantação e Evolução do Corpo Pegmatítico de Vergaço.....	82
8.	Conclusões.....	84
	Bibliografia .....	85

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1 – Modelo de implantação de pegmatitos adaptado de Černý (1982). .....	2
Figura 2 – Modelo de implantação de pegmatitos em função da profundidade e dos campos de pressões locais de acordo com (Brisbin, 1986). .....	3
Figura 3 – Adaptação dos modelos de implantação filoniana de Phillips (1972, 1974) e de Brisbin (1986) à tipologia morfológica dos aplito-pegmatitos exo-graníticos da CCI, extraído de Leal Gomes & Lopes Nunes (2003). .....	4
Figura 4 – Morfoscopia dos pegmatitos para casos de “ballooning” policíclico em volumes magmáticos rarefeitos na cúpula de granitos Variscos, essencialmente biotíticos tarditectónicos relativamente a D3, extraído de Guimarães (2012). .....	5
Figura 5 – Generalização das morfologias que representam estádios definidos da evolução da forma numa ascensão do tipo “ballooning”, extraído de Guimarães (2012). .....	6
Figura 6 – Distribuição dos campos pegmatíticos no sector Português da Província Pegmatítica Hercínica, extraído e adaptado de Leal Gomes & Lopes Nunes (2003). .....	8
Figura 7 – Modelo esquemático de um pegmatito com zonalidade interna. A – Unidades primárias (zona de bordadura, zona mural, zona intermédia e núcleo). B – Unidades primárias mais unidades tardias (unidades de substituição e de preenchimento de fraturas). Extraído e adaptado de Černý (1991b). .....	10
Figura 8 – Amostras de mão da brecha hidrotermal alojada em “pipe” na intersecção de cisalhamentos e na periferia E do corpo pegmatítico de Vergaço – brecha de fracturação disruptiva hidráulica: 1 – quartzo (fração clástica); 2 – feldspato alcalino microclinizado (fração clástica); 3 – Nb-rútilo (óxidos iniciais da fração matriz); 4 – chamosite ± clinocloro ± escorlite (matriz); 5 – box-work (após sulfuretos terminais da matriz). .....	15
Figura 9 – Imagens da frente de desmonte NW do corpo Sul do Grupo Pegmatítico de Senhora de Assunção, Satão, ilustrando um “pipe” de brecha de colapso com alteração hidrotermal – padrão estrutural muito distinto daquele que indicia fracturação hidráulica. Corta Sul no grupo pegmatítico de S.ª de Assunção, Sático – “sinkhole” de colapso gravítico por esvaziamento – com brecha de clastos horizontalmente alongados (essencialmente quartzosos) e matriz de caulinite + haloizite + mica e relíquias de columbite-tantalite + zircão (após caulinização dos feldspatos). .....	17

Figura 10 – Amostras de mão da brecha hidrotermal alojada em “pipe” na intersecção de cisalhamentos e na periferia E do corpo pegmatítico de Seixigal (Pereira de Selão), Vidago – brecha de fracturação disruptiva hidráulica. 1 – feldspato alcalino microclinizado (fração clástica), 2 – aplito pegmatito (fração clástica), 3 – óxidos iniciais da fração matriz ou blenda precoce, 4 – quartzo matricial, 5 – clinocloro ± quartzo, 6 – fenacite ± quartzo (matriz), 7 – F-apatite matricial, 8 – OH-apatite matricial. ....	18
Figura 11 – Amostras de mão das brechas hidrotermais, “unakíticas” com clastos episieníticos (A, B, C) e silíceas (D, E) alojadas em “pipe” tardio no corpo pegmatítico maior de Covide, Terras de Bouro – brecha de fracturação disruptiva hidráulica. 1 – microclina (fração clástica), 2 – feldspato alcalino (fração clástica), 3 – quartzo (fração clástica), 4 – calcedónia + clorite (matriz), 5 – epidoto ± clorite, 6 – clinocloro, 7 – chamosite, 8 – chamosite ± alanite ± hematite, 9 – sílex, 10 – jaspe.....	19
Figura 12 – Amostras de mão da brecha hidrotermal policíclica (A e B – disrupção precoce, 1º ciclo; C – disrupção tardia, 2º ciclo) alojada em “pipe” do campo filoniano hidrotermal da Mina da Borralha, Montalegre. 1 – quartzo (fração clástica I), 2 – scheelite (fração clástica I), 3 – clorite ± hematite ± fluorite ± cassiterite (matriz), 4 – chamosite ± clinocloro ± ferberite (matriz), 5 – calcopirite + pirite (fração clástica II), 6 – calcedónia + matriz, 7 – quartzo ametista em crustificação matricial. ....	20
Figura 13 – “Mush” quartzo – feldspático – micáceo com clorite e cassiterite (agregado de matriz geliforme) de uma brecha hidrotermal do campo filoniano hidrotermal da Mina da Ribeira, Bragança – imagem de testemunhos de sondagem. ....	21
Figura 14 – Enquadramento geográfico do território em que se localiza o pegmatito em estudo.....	22
Figura 15 – Divisão estrutural do Maciço Ibérico segundo Farias et al. (1987) (extraído de Pérez-Estaún et al., 2004).....	23
Figura 16 – Distribuição dos granitos sin, tardi e pós-tectónicos no Norte e Centro de Portugal (segundo Ribeiro et al. (1990) adaptado por Dias & Coke, 2006).....	25
Figura 17 – Enquadramento geológico do pegmatito de Vergaço, adaptado da Folha 1 da Carta Geológica de Portugal na escala 1:200 000 (Pereira (coordenador), 1989).....	26
Figura 18 – Locais de amostragem: A - zona de bordadura granular grosseira com feldspato potássico e plagioclase caulinizada e alguma moscovite; B - zona intermédia com feldspatos em “comb” geminados em Baveno e Manebach; C - massa micácea com sulfuretos e vestígios de feldspatos; D - massa micácea com óxidos, sulfuretos e raros tungstatos; E - amostras colhidas em produtos de desagregação da frente E. ....	27
Figura 19 – Carta de detalhe geológico da área envolvente ao pegmatito em estudo.....	33

Figura 20 – Bloco de diagrama esquemático da área envolvente ao pegmatito em estudo. ....	34
Figura 21 – Morfologia, morfoscopia e estruturas de implantação do grupo pegmatítico: A – implantação e fraccionação “in situ” primária – deduz-se da morfologia dos pegmatitos contíguos ao corpo principal de Vergaço; B – grupo de pegmatitos intragraníticos com forma de gota invertida – morfologia diapírica – segundo implantação por “balloning”, decorrente dos contrastes de viscosidade e densidade dos diferenciados magmáticos percursos. ....	35
Figura 22 – Evolução morfológica observada num único conjunto de bolsadas pegmatíticas intragraníticas atribuíveis a um único sistema granítico residual – esquematização da cinemática de implantação (extraído de Leal Gomes & Lopes Nunes, 2003). ....	35
Figura 23 – Cartografia das fluidalidades planares e planolineares. ....	37
Figura 24 – Delimitação das frentes de desmonte e observação do pegmatito de Vergaço. ....	38
Figura 25 – Estruturas de diferenciação sobrepostas em granito e pegmatito: A - Bolsada pegmatítica com núcleo miarolítico gerado por precipitações hidrotermais de quartzo; B - Faixa de brechificação com clastos de microclina e quartzo e matriz de lepidolite – brechificação e selagem hidrotermal; C - Faixa com texturas de brechificação, deformacionais e hidrotermais polifásicas. ....	38
Figura 26 – Manifestação de deformação sobreposta transcorrente na frente oeste do desmonte onde se observa o pegmatito. A tracejado estão delimitadas as zonas primárias através das suas fronteiras paragenéticas e em tracejado mais fino indica-se uma estrutura de desligamento que opera nessas fronteiras e também veicula metassomatismo das unidades feldspáticas. ....	39
Figura 27 – Estruturas em pente (comb) marcadas por geminados de feldspato perítico na zona intermédia da frente oeste. ....	40
Figura 28 – Estrutura heterogénea de referência - transição entre zona intermédia e núcleo (fronteira a tracejado) e presença de uma unidade tardia na zona intermédia (unidade de substituição). ....	41
Figura 29 – Aspeto macroscópico de pormenor relativo à paragénese das mineralizações, As, S, Fe, Bi, intercrescidas com quartzo do núcleo. NOTA: A associação primária era essencialmente constituída por arsenopirite que agora se apresenta profundamente alterada para escorodite e outros minerais secundários de deformação supergénica. ....	41
Figura 30 – Estrutura em pente (comb) na zona intermédia da frente este. NOTA: em continuidade lateral podem surgir arranjos intersectais de pirite, bem ilustrados numa imagem que corresponde a um corte ortogonal – o carácter intersectal é mais marcado. ....	42
Figura 31 – Estrutura decorrente de sulfidização precoce – intersticial. ....	43
Figura 32 – Intercrescimentos mesoscópicos na unidade com mineralização em tungsténio. ....	43

Figura 33 – Estrutura decorrente de precipitação de sulfuretos precoce em microssítios dilatacionais associados a cisalhamentos. ....	44
Figura 34 – Estrutura decorrente de oxidação precoce, pós – cataclástica. Estado paragenético oxidativo em que o quartzo cataclástico sujeito a dilatação recristaliza e acolhe a cristalização de volframite (VF).....	44
Figura 35 – Associação mineralógica própria do estado oxidativo precoce, pós – cataclástica. Amostra extraída durante a exploração do pegmatito e agora na posse do Museu Nacional de História Natural e da Ciência.....	45
Figura 36 – Imagem e análise geométrica das estruturas e paragéneses de re-equilíbrio greisenoso com sulfidização associada – estado sulfuretado tardio .....	45
Figura 37 – Mineralizações disseminadas de W e Bi que foram extraídas por concentração em meio denso a partir de paragéneses tardias. Simbologia mineralógica: SCH – scheelite; Bi – Bismuto nativo.....	48
Figura 38 – Fosfatos e silicatos. Simbologia mineralógica: F-AP – flúor-apatite; QZ III – terceira geração de quartzo identificada e distinguida pela textura; LEP - lepidolite e outras micas de Li, séries polilitonite e trilitonite.....	48
Figura 39 – Aspeto dos concentrados de minerais densos extraídos das unidades micáceas (A) e de alguns grãos automórficos individualizados em que a fase rútilo é predominante (B). .....	49
Figura 40 – Produtos de oxidação dos sulfuretos e sulfossais de Pb, Bi, Ag no seio da arsenopirite maciça – as esférulas e corpos laminares são arsenatos, arsenosulfatos e óxidos de Bi e As. Imagens obtidas em microscopia estereoscópica (luz difusa) (MOLD).....	49
Figura 41 – Exemplo de intercrescimento peculiar produzido por alteração supergénica: roselite no agregado central (A) do arranjo aureolar produzido por lixiviação/deposição (B). .....	49
Figura 42 – Modelo de zonalidade aplicado ao esboço estrutural (generalização) do pegmatito de Vergaço. A escala gráfica implantada na figura é aproximada.....	50
Figura 43 – Difractogramas de pós dos minerais e associações tipomórficas de especialização metalogénica .....	51
Figura 44 – Difractogramas de pós dos minerais e associações tipomórficas de especialização metalogénica (continuação).....	52
Figura 45 – Modos de contactos binários associados à mineralização de W: A – inclusão de Nb-rútilo e W-ixiolite em ferberite = depósito livre sucessivo de ferberite sobre Nb-rútilo e W-ixiolite; B – Dissolução de uma interface no quartzo (a) e deposição sucessiva de W-ixiolite (c) e de volframite(b),	

posterior precipitação livre sucessiva de Nb-rútilo – W-ixiolite (c) nos espaços livres da volframite; C – deposição de wolframowodginite nas fraturas da volframite (ferberite), e espectros – EDS correspondentes. ....	61
Figura 46 – Texturas e modos de contacto característicos dos óxidos de W, Ti, Nb e Ta: A – cristal de Nb-rútilo com zonamento oscilatório sectorial inverso e sobrecrecimento epitáxico; B – cristal de Nb-rútilo com zonamento oscilatório sectorial normal e sobrecrecimento epitáxico; C – cristal de rútilo com sobrecrecimento epitáxico de Nb, W-rútilo; D – ampliação de uma área de sobrecrecimento epitáxico, onde ocorrem intercrecimentos de jacobsite, Nb-rútilo e Fe-columbite; E – cristais de rútilo com sobrecrecimento epitáxico de Nb-rútilo, ligados por rútilo prismático, envolvido em minerais aciculares; F – ampliação da fase prismática do rútilo onde ocorrem inclusões de calcopirite; G – sin-cristalização de Y-euxenite com rútilo lamelar; H – intercrecimentos de minerais de diferentes gerações, em rútilo com mineral de Nb-rútilo acoplado. ....	62
Figura 47 – Espectro do mineral Y, Nb-aeschynite – (Y, Ln, Ca, Th) (Ti, Nb) <sub>2</sub> (O, OH) (imagem H - Figura 46). ....	63
Figura 48 – Crescimento tardio de scheteligite em cristais de Nb-rútilo – imagens obtidas em modo, elétrons secundários em MEV; sobrecrecimento epitáxico entre rútilos e posição de scheteligite, observados em MEV – elétrons retrodifundidos. NOTA: A localização da scheteligite, no supergrupo do pirocloro – A <sub>2</sub> B <sub>2</sub> X <sub>6</sub> Y <sub>1</sub> (diagrama ternário inscrito na figura) – corresponde à expressão Ti ≥ Nb+Ta que por sua vez se inscreve no domínio de estabilidade da betafite.....	63
Figura 49 – Minerais resultantes da evolução em subsolidus em ambiente oxidante de fases precoces bismutíferas: A – Intercrescimento de Bi nativo em bismutinite; B – sobrecrecimentos aureolares/esferoidais de zavaritskite e bismoclite em bismutinite; C – imagem B em MOLR. ...	64
Figura 50 – Área da frente oeste, onde ocorre o feldspato potássico argilizado e onde é visível a evolução em subsolvus. ....	64
Figura 51 – Diagrama de projeção de Sulfuretos, Sulfossais e Metais Nativos (Craig, 1967) – imagem superior; projeção das composições químicas, das fases coexistentes observadas, no diagrama de Bi <sub>2</sub> S <sub>3</sub> (bismutinite) – Ag <sub>2</sub> S (argentite) – Pb <sub>2</sub> S <sub>2</sub> (galena) de Makovicky (1981) – imagem inferior. ....	65
Figura 52 – Intercrescimentos de sulfuretos e sulfossais com Bi (Pb, Ag) e Bi nativo em arsenopirite, observados em microscópio de luz refletida. Simbologia mineralógica: Bi – bismuto nativo; AR – arsenopirite; CP – calcopirite; S? Bi – sulfuretos e sulfossais com Bi (Pb, Ag). ....	66

- Figura 53 – Intercrescimentos em subsolvus e subsolidus: A – cristal de rútilo com sobrecrecimento epitáxico de Nb, W-rútilo onde se alojam sulfossais de Pb, Bi, Ag; B – ampliação do intercrescimento de gustavite com blenda no bordo do cristal em zona mais enriquecida em Nb, W-Rt; C – Intercrescimentos de Bi nativo e blenda em arsenopirite (AP); D – ampliação da exsolução de um cristal lamelar compósito de pavonite e Bi nativo em calcopirite (CP), estando o conjunto intercrescido em blenda. .... 66
- Figura 54 – Texturas representativas da evolução paragenética em equilíbrio subsolvus: A – eskimoite (a) (homólogos da lillianite  $\leftrightarrow$  heyrovskyite) com bi nativo em galena bismutífera (d); B – sequência de exsolução de galena bismutífera (d)  $\Rightarrow$  homólogos da lillianite (b, c)  $\Rightarrow$  eskimoite (a) (homólogos da lillianite  $\leftrightarrow$  heyrovskyite). .... 67
- Figura 55 – Superfície polida onde é identificável scoroditização da arsenopirite (assinalado nas imagens) e a ocorrência dos minerais chernovite-(Y) e fetiasite às mais altas ampliações. .... 68
- Figura 56 – Relações Arsenopirite – Pirite. Simbologia mineralógica: AR – arsenopirite; CP – calcopirite; PI – pirite; PI II – segunda geração de pirite, corresponde a uma geração aureolar em volta de arsenopirite (AR); O? Cu? Bi? As – arsenatos, óxidos e sulfatos de As, Bi, Cu. .... 69
- Figura 57 – Sulfuretos e produtos de oxidação. Simbologia mineralógica: AR – arsenopirite; CP – calcopirite; PI – pirite; O? Cu – produtos de oxidação de sulfuretos de Cu; O? Cu? Bi? As – arsenatos, óxidos e sulfatos de As, Bi, Cu; CS+CV – calcosite + covelite. .... 69
- Figura 58 – Modos de contacto binários em associações de minerais supergênicos produzidos por: A – dissolução seguida de depósito de beaverite e Zn-beaverite, com intercrescimento de Bi nativo em beaverite; B – ocorrência de atelestite como resultado de alteração reacional hidrotermal do fosfato ximengite; C – ocorrência de roselite esferoidal como resultado do desequilíbrio de fases primitivas com Co. .... 70
- Figura 59 – Determinação dos valores dos planos (131) e (1(-3)1) das fases presentes, recorrendo a um modelo de conversão de padrões de graus  $2\theta$  em espaçamentos interplanares (D-spacings) (USGS, 2001) aplicado ao estudo comparativo dos difratogramas no intervalo  $2\theta = 29^\circ$  a  $31^\circ$  (Figura 60). .... 70
- Figura 60 – Configuração dos difratogramas representativos dos feldspatos potássicos identificados e os respetivos valores de triclinicidade. .... 71
- Figura 61 – Imagens MEV, representativas das arsenopirites do pegmatito de Vergaço. A – mineralização venular pós-arsenopirítica, constituída por diferentes gerações de pirite; B – inclusão de bismuto nativo (pontos brilhantes) em arsenopirite, que se encontra envolvida e penetrada por escorodite;



C – inclusão brilhante de bismuto nativo em arsenopirite com escorodite prismática; D – Corpo esferoidal com núcleo de arsenobismite (a) com esferúla hélicoidal de bordo de rooseveltite (b), em zona de alteração de lollingite (d) com veio irradiante a partir da esferúla de calcopirite (c).....	72
Figura 62 – Projeção dos dados da Tabela 12 no diagrama pseudobinário T-X de Kretschmar & Scott (1976). .....	73
Figura 63 – Projeção das composições químicas, em valores apfu, dos óxidos de W, Ti, Nb e Ta no quadrilátero das columbites. NOTA: a menção Nb-tantalatos inclui verdadeiras columbites-tantalites.....	75
Figura 64 – Projeção das columbites-tantalites (identificadas na Figura 63 como Nb-Tantalatos) no diagrama Nb <sup>5+</sup> vs Ta <sup>5+</sup> . As duas retas delimitam os campos da columbotantalite (espaço entre as retas) e da ixiolite-wodginite (espaço abaixo do limite inferior) segundo (Neiva (1996).....	77
Figura 65 – Projeção dos conteúdos catiónicos dos óxidos de W, Ti, Nb e Ta no diagrama triangular (Nb + Ta) – (Ti + Sn +W +Zr) – (Fe + Mn + Mg +Sc).....	78
Figura 66 – Sistemática das unidades de fraccionação pegmatítica e desequilíbrio em subsolvus a subsolidus – imagem superior; sistemática dos minerais essenciais (principais) e acessórios (baseada no sistema descritivo de Dana).....	79
Figura 67 – Quadro paragenético conceptual, do conjunto pegmatítico total. ....	80
Figura 68 – Esquematisação por fases do modelo de implantação e evolução do corpo pegmatítico de Vergaço: A – representação das direções de deslocamento tangencial a transcorrente que ocorrem na conjugação das direções de cisalhamento contíguas e do início da diferenciação in situ e zonamento interno; B – brechificação por aumento desequilíbrio dinâmico associado à reativação cinemática das fronteiras de zonalidade; C – nova reativação das fronteiras zonais primárias (unidades I, II, III e IV) resultante da brechificação (V); D e E – representação do aumento de fluídos hidrotermais circulantes – propícios a reações metassomáticas e com fracturação e selagem sucessivas, o que se traduz na ocorrência de unidades tardias e de substituição.....	83

## ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1 – Unidades características de um pegmatito zonado de acordo com Cameron et al. (1949). . . 9	
Tabela 2 – Caracterização de alguns corpos pegmatíticos individuais do Campo Pegmatítico de Terras de Bouro – Ponte da Barca. .... 13	
Tabela 3 – Caracterização de alguns corpos pegmatíticos individuais do Campo Pegmatítico de Paços de Ferreira – Penafiel – Marcos de Canavezes. .... 14	
Tabela 4 – Caracterização de alguns corpos pegmatíticos individuais do Campo Pegmatítico de Satão – Aguiar da Beira ..... 14	
Tabela 5 – Classificação geotectónica, petrográfica e cronológica dos granitos do Norte e Centro de Portugal (retirado de Azevedo & Aguado, 2013). .... 25	
Tabela 6 – Protocolo analítico definido para as paragénese primárias ..... 28	
Tabela 7 – Protocolo analítico definido para as paragénese secundárias ..... 29	
Tabela 8 – Composições químicas selecionadas de alguns minerais (óxidos e tungstatos) cuja identificação foi efetuada, essencialmente, com base nos resultados de análise química pontual. .... 53	
Tabela 9 – Composições químicas selecionadas de alguns minerais (óxidos, tungstatos, sulfuretos e sulfossais) cuja identificação foi efetuada, essencialmente, com base nos resultados de análise química pontual. .... 53	
Tabela 10 – Composições químicas selecionadas de alguns minerais (sulfuretos, sulfossais, haletos e metais nativos) cuja identificação foi efetuada, essencialmente, com base nos resultados de análise química pontual. .... 54	
Tabela 11 – “Check-list” dos minerais identificados no desmonte principal do pegmatito de Vergaço; + a ++++ – índices de abundância relativa para acessórios raros. .... 55	
Tabela 12 – Análises representativas de arsenopirites do pegmatito de Vergaço, valores obtidos em microsonda (*) e em MEV-DE (**) por comparação com padrão analisado em microsonda..... 73	

## **ABREVIATURAS, SIGLAS E ACRÓNIMOS**

AB – Albite

AR – Arsenopirite

BI – Bismuto nativo

BSH – Brecha Santa Helena

CCI – Cintura Centro-Ibérica

CP – Calcopirite

CPCI – Cintura Pegmatítica Centro-Ibérica

CS + CV – Calcosite mais covelite

DRX – Difractometria de raios X

F-AP – Flúor-apatite

FK – Feldspato potássico

GT – Granito

JCPDS – Joint Committee on Powder Diffraction Standards

LCT – Li, Cs e Ta

LEP – Lepidolite e outras micas de lítio

MEV – Microscópio Eletrónico de Varrimento

MEV-DE – Microscópio Eletrónico de Varrimento com Espectrometria de Dispersão de Raios X

MEV-ER – Microscópio Eletrónico de Varrimento com Detetores de Eletrões Retrodifundidos

MEV-ES – Microscópio Eletrónico de Varrimento com Detetores de Eletrões Secundários

MO – Moscovite

MOLD – Microscópio Ótico de Luz Difusa

MOLR – Microscópio Ótico de Luz Refletida

MOLT – Microscópio Ótico de Luz Transmitida

MSE – Microsonda Eletrónica

NYF – Nb, Y e F

O? Cu – Produtos de oxidação de sulfuretos de Cu

O? Cu? Bi? As? – Arsenatos, óxidos e sulfatos de As, Bi e Cu

OR – Ortóclase

PI – Pirite

QZ – Quartzo

RT – Rútilo

S? Bi – Sulfuretos e sulfossais com Bi (Pb, Ag)

SCH – Scheelite

VF – Volframite

ZCI – Zona Centro Ibérica

ZGMTM – Zona Galiza Média Trás-os-Montes

ZGTM – Zona Galiza Trás-os-Montes

# 1. INTRODUÇÃO

O presente projeto incide na ocorrência de uma bolsada pegmatítica, zonada intragranítica, acolhida através de uma junção de cisalhamentos, com paragênese invulgar, comparada à de outros pegmatitos intragraníticos e que não se enquadra em nenhuma das três filiações tipológicas mais frequentemente invocadas – NYF, LCT e híbrida, segundo a aceção defendida por Černý & Ercit (2005).

Decorrente destas particularidades associadas ao corpo pegmatítico principal, estipulou-se alguns objetivos gerais e outros mais específicos.

Os objetivos gerais correspondem:

- i. ao estabelecimento da anatomia do pegmatito;
- ii. à discriminação dos seus estádios paragenéticos;
- iii. ao enquadramento tipológico e juízo sobre particularidades estruturais e metalíferas;
- iv. à determinação do funcionamento do aparelho pegmatítico e à sugestão da sua filiação.

Os objetivos mais específicos consistem em:

- i. analisar estruturalmente e parageneticamente o pegmatito até ao nível de organização microscópica de minérios, chegando possivelmente à discriminação dos seus estádios paragenéticos;
- ii. a partir da mineroquímica de fases tipomórficas deduzir assinaturas de especialização metalogénica;
- iii. estabelecer um modelo conceptual de instalação e evolução do pegmatito em estudo;
- iv. estudar a viabilidade do estabelecimento de um novo tipo paragenético e de especialização metalífera – sugerindo uma nova filiação.

A estrutura do documento está dividida em oito capítulos. O capítulo 1 consiste no enquadramento bibliográfico; o capítulo 2 no enquadramento geológico; o capítulo 3 descreve a metodologia aplicada; os capítulos 4 e 5 apresentam a análise estrutural e mineroquímica realizada; os três últimos capítulos incidem na análise e interpretação dos resultados obtidos e nas conclusões associadas.

## 1.1 Modelos de Instalação Pegmatítica

Os modelos conceptuais sobre a implantação de pegmatitos reúnem critérios de ocorrência e proporcionam uma visão sobre as formas de organização possíveis de corpos e enxames, os quais podem

## Introdução

servir de base à constituição de paradigmas organizacionais e secções bidimensionais conspícuas de relações pegmatito – rocha encaixante.

Estes modelos conceptuais explicam que a colocação de conjuntos pegmatíticos intragraníticos e a sua distribuição/posicionamento na estrutura plutónica é influenciada por fatores estruturais/cinemáticos, como campos de tensão atuantes que influenciam as geometrias dos corpos e/ou fatores petrogenéticos – relação de filiação granito-pegmatito.

Černý (1982) propõe que a localização das instalações de conjuntos pegmatíticos e a disposição cartográfica de campos obedece a uma zonografia condicionada pela distância à fonte granítica parental, com base nas tendências principais de fraccionação dos pegmatitos relativamente aos stocks graníticos parentais e usando como indicadores, associações mineralógicas específicas e a mineralquímica de fases essenciais e acessórias. Segundo este autor, a diversificação textural e paragenética dos pegmatitos e a possibilidade de enriquecimento de metais raros é influenciada/condicionada pela distância ao granito gerador, assim os pegmatitos que se localizam nas porções apicais de cúpulas plutónicas e perigranitos são poucos evoluídos. A transição, granito-corpo filoniano é gradual, propagada em direções verticais apicais a subhorizontais centrífugas. A maior diferenciação dos corpos em posições distais explica-se por fraccionação e enriquecimento em voláteis, testemunhando ainda condições de mais baixa temperatura de cristalização (Dias, 2013) (Figura 1).

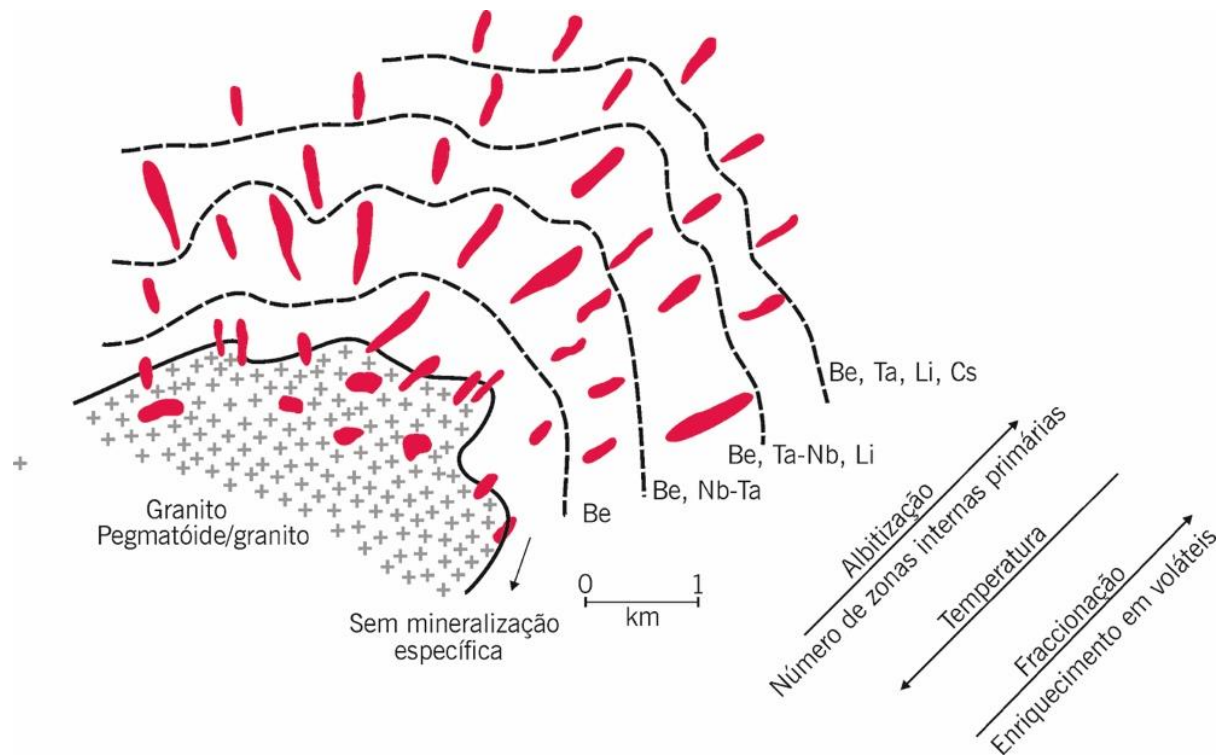


Figura 1 – Modelo de implantação de pegmatitos adaptado de Černý (1982).

## Introdução

De acordo com Brisbin (1986) a posição, a forma, a orientação e, em certa medida, o tamanho dos corpos pegmatíticos são controlados por uma complexa interação entre a pressão dos fluidos pegmatíticos, o estado reológico da rocha hospedeira, tensões litostáticas e dirigidas, a pressão porosa, anisotropias das litologias encaixantes e as direções dilatacionais. Na crosta superior, onde em geral, prevalecem condições de deformação frágil, a combinação de tensões litostáticas e dirigidas com as anisotropias pré-existentes de resistência à deformação, tais como, fraturas, clivagens, xistosidades ou mesmo estratificações, originam atitudes preferenciais de resistência mínima. Os pegmatitos que ocorrem nestas circunstâncias tendem a ser tabulares e apresentam uma orientação preferencial, segundo aquelas direções. Em níveis mais profundos da crosta, caracterizados por deformação mais dúctil, as intrusões pegmatíticas assumem normalmente morfologias irregulares (Faria & Leal Gomes, 2017) (Figura 2).

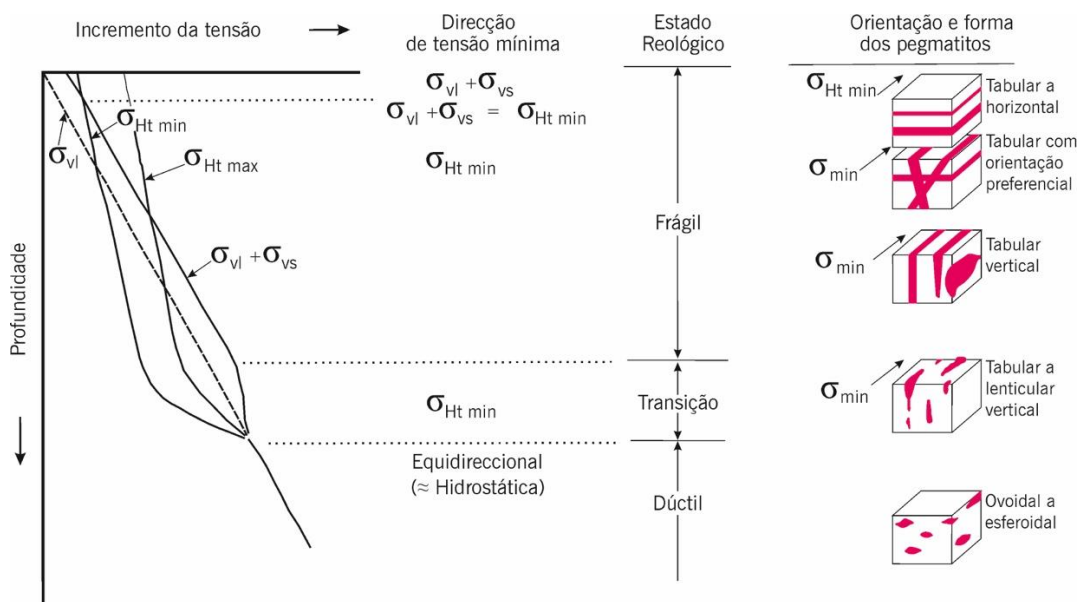


Figura 2 – Modelo de implantação de pegmatitos em função da profundidade e dos campos de pressões locais de acordo com (Brisbin, 1986).

Leal Gomes & Lopes Nunes (2003) tendo em conta, várias fases de deformação e instalação polifásica sintectónica de corpos graníticos e considerando diferentes estados evolutivos da implantação dos plutonitos parentais, adaptam a matriz de organização filoniana conceptual de Phillips (1972, 1974) e Roberts (1970) à colocação de cortejos de corpos pegmatíticos filonianos em torno de stocks graníticos circunscritos. Em conjugação com estes modelos de referência, originalmente adequados à sequência e hierarquia de atitudes de filões injetados em ambientes subvulcânicos anorogénicos (permissivos e isotrópicos), a expansão lateral e apical dos plutonitos parentais ajuda a explicar, de forma mais geral, as geometrias dos pegmatitos que atravessam os contactos entre granitoides e formações encaixantes.

## Introdução

Os pegmatitos assumem a configuração de *sills* com direções subparalelas ao contacto entre granito e litologias encaixantes. Em localizações pegmatíticas distais, apresentam atitudes subhorizontais e inclinados no sentido dos granitos quando neles se enraízam (*sills* proximais e enxames peri-graníticos do tipo *cone-sheet*) (Faria & Leal Gomes, 2017) (Figura 3).

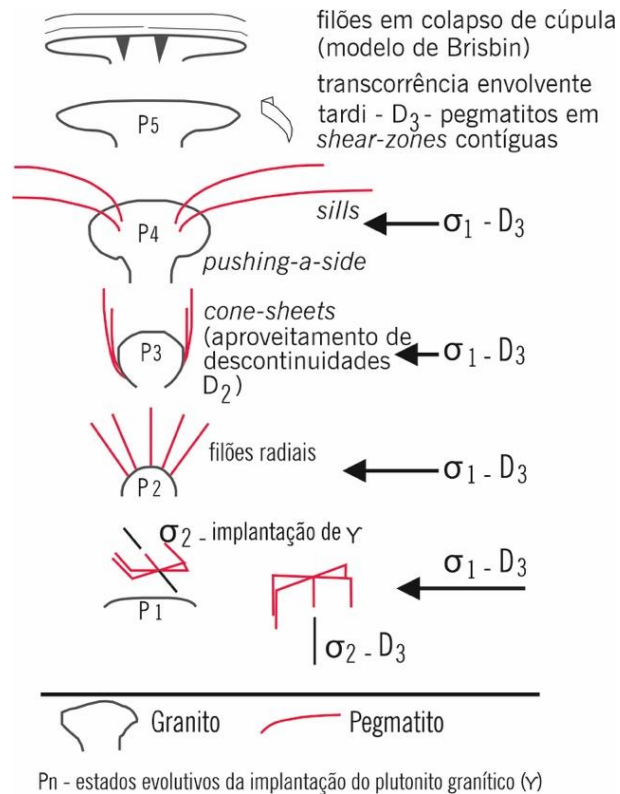


Figura 3 – Adaptação dos modelos de implantação filoniana de Phillips (1972, 1974) e de Brisbin (1986) à tipologia morfológica dos aplito-pegmatitos exo-graníticos da CCI, extraído de Leal Gomes & Lopes Nunes (2003).

Leal Gomes (1994) e Leal Gomes & Lopes Nunes (2003) elaboraram alguns trabalhos, onde reúnem aspetos que indicam tendências de aquisição de forma e estrutura interna de pegmatitos em contexto intragranítico. Recorrendo a noções morfoscópicas e morfométricas e a análises de dispositivos mesoescalares de estruturação (independentes do tamanho dos corpos e, portanto, invariáveis do ponto de vista escalar) observados em pegmatitos da Cintura pegmatítica Centro-Ibérica (CPCI) propõem tendências de colocação e sequenciação de formas e dimensões estabilizadas na organização de cúpulas graníticas, defendendo a sua utilidade para a definição de níveis de implantação das bolsadas pegmatíticas (Dias, 2013).

Para explicar a ascensão dos diferenciados pegmatíticos segundo formas tendencialmente diapíricas, Leal Gomes (1994) e Leal Gomes & Lopes Nunes (2003) aduzem o modelo cinemático de Brun (1981, 1983) e Brun & Pons (1981), sobre a evolução de instalações granitóides por *balloning* em zonas de cisalhamento. Este processo resulta da mobilização persistente e policíclica de magmas de composição



## Introdução

mais ácida (mais quentes) para o núcleo das câmaras plutónicas, os quais por um processo de origem gravitacional (stress de fluabilidade ou *buoyancy*) ou detidos por uma interface rígida, podem, após paragem do deslocamento vertical, sofrer expansão lateral (Dias, 2013; Guimarães, 2012) (Figura 4). A partir destes e por diferenciação podem evoluir para bolsadas pegmatíticas.

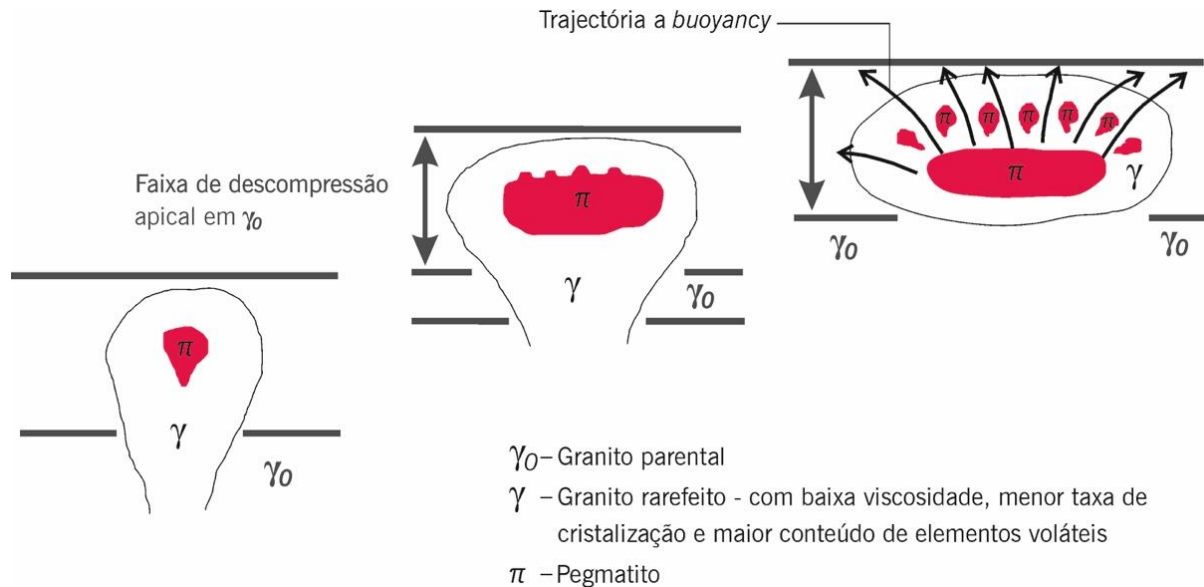


Figura 4 – Morfoscopia dos pegmatitos para casos de “ballooning” policíclico em volumes magmáticos rarefeitos na cúpula de granitos Variscos, essencialmente biotíticos tarditectónicos relativamente a D3, extraído de Guimarães (2012).

No interior das câmaras graníticas, o deslocamento ocorre devido ao contraste de densidade e viscosidade entre o magma ácido rarefeito ou pegmatítico e o magma granítico com uma taxa mais elevada de cristalização e também mais denso e viscoso. A morfologia dos corpos pegmatíticos e alguns dispositivos geométricos relacionados, resultam de mobilizações ascensionais. As morfologias principais são do tipo bolha pegmatítica (geometrias embrionárias), ampulheta, gota invertida ou *turnip* e haltere. O último, observado em corpos morfologicamente amadurecidos, simula ou acompanha a expansão lateral a que está sujeito o plutonito parental (Dias, 2013). Segundo Guimarães (2012) estas geometrias podem conter dispositivos protuberantes hemisféricos e piramidais sugestivos do deslocamento ascensional (Figura 5).

A potencialidade de geração de magmas pegmatíticos no interior de colunas graníticas sujeitas a diferenciação, segundo Leal Gomes (1994) e Leal Gomes & Lopes Nunes (2003) pode relacionar-se com processos de *mixing-mingling* – hibridização dos magmas graníticos por mistura com magmas mais básicos. Este facto pode explicar a distribuição de bolsadas pegmatíticas com um alinhamento condicionado a determinados corredores de proliferação de encaves microgranulares máficos. Os correspondentes enxames de encaves definem, à megaescala, padrões que são coerentes com as

## Introdução

trajetórias de injeção dos diferenciados pegmatíticos (Dias, 2013). A produtividade pegmatítica depende da transferência de conteúdos de elementos depressores de *liquidus* e mineralizadores – higromagmáfilos e voláteis – aos magmas félsicos, incrementando o seu potencial gerador de pegmatitos (Leal Gomes & Lopes Nunes, 2003). Guimarães (2012) e Candela (1997) apontam mais dois processos que intervêm na produtividade pegmatítica. A primeira autora considera, a possibilidade de enclausuramento de porções de magma com enriquecimento em fluidos, nas proximidades das zonas apicais das câmaras plutônicas. O segundo, defende o mecanismo de *degassing*, que se expressa no enriquecimento em voláteis tendentes para a sobressaturação fluida. Concretamente, a libertação dos componentes voláteis conduzem à nucleação e crescimento de bolhas de fases fluidas, que evoluem no sentido da formação de cavidades abertas à medida que o magma cristaliza e ascende para níveis superiores da crosta, por diminuição na pressão litostática e da temperatura (quando a pressão de componentes voláteis contidos no magma excede a pressão litostática) (Dias, 2013). A ebulição que desencadeia imiscibilidade fluida pode ser relacionada primariamente com fenómenos de despressurização, quer por ascensão, quer por colapso mecânico da câmara plutônica. Outra parte do fluido é libertada após o início da cristalização, durante a ebulição secundária (Dias *et al.*, 2014). As bolhas de fluido podem ficar preservadas durante o arrefecimento rápido da câmara magmática, convertendo-se em cavidades revestidas ou não por minerais.

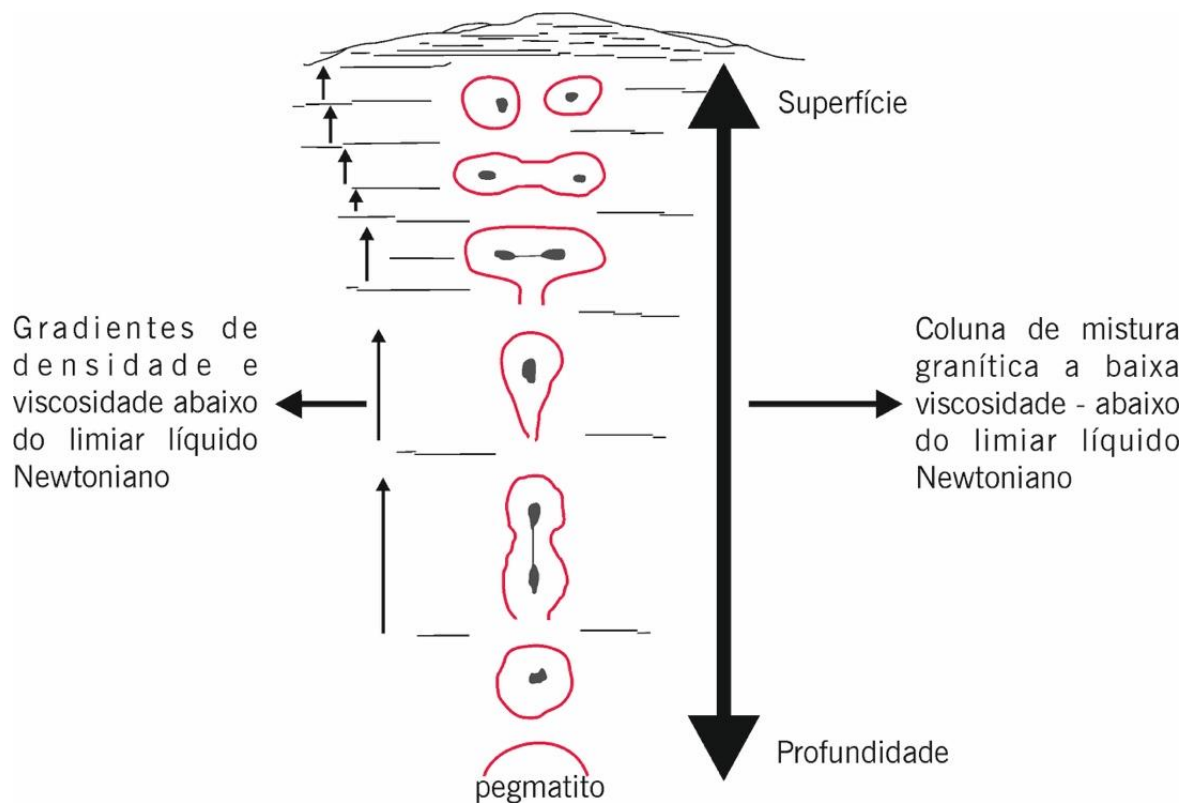


Figura 5 – Generalização das morfologias que representam estádios definidos da evolução da forma numa ascensão do tipo “ballooning”, extraído de Guimarães (2012).

A potencialidade de geração de magmas pegmatíticos no interior de colunas graníticas sujeitas a diferenciação, segundo Leal Gomes (1994) e Leal Gomes & Lopes Nunes (2003) pode relacionar-se com processos de *mixing-mingling* – hibridização dos magmas graníticos por mistura com magmas mais básicos. A ebulição que desencadeia imiscibilidade fluida pode ser relacionada primariamente com fenómenos de despressurização, quer por ascensão, quer por colapso mecânico da câmara plutónica. Outra parte do fluido é libertada após o início da cristalização, durante a ebulição secundária (Dias *et al.*, 2014). As bolhas de fluido podem ficar preservadas durante o arrefecimento rápido da câmara magmática, convertendo-se em cavidades revestidas ou não por minerais. O stress hidráulico resultante da libertação do conteúdo volátil é responsável pelo deslocamento ascendente das bolhas e traduz-se no desenvolvimento de fraturas de descompressão hidráulica ortogonais ao deslocamento (Dias, 2013).

### 1.2 Organização Estrutural dos Pegmatitos na ZCI

A implantação dos pegmatitos do NW de Portugal relaciona-se, pelo menos parcialmente, com a instalação granítica, sendo considerada por Leal Gomes (1994) como uma pegmatitização Varisca. Na sua maioria, os pegmatitos, ocorrem num espaço geográfico cujos limites são coincidentes com os propostos para a Zona Centro Ibérica.

Leal Gomes (1994) e Leal Gomes & Lopes Nunes (2003) introduzem a organização regional dos pegmatitos do NW de Portugal e adotam de Černý (1982), o esquema de subdivisões regionais, com as adaptações inerentes ao carácter peculiar das estruturas e composições encontradas em pegmatitos individuais e conjuntos pegmatíticos da Zona Centro Ibérica.

- **Província pegmatítica Varisca** – abrange pelo menos a totalidade do território do NW Peninsular, e inclui todos os pegmatitos e/ou aplito-pegmatitos, de alguma forma relacionados com o metamorfismo e as instalações granitóides associáveis à Orogenia Varisca.
- **Cintura pegmatítica Centro-Ibérica (CPCI)** – abrange os pegmatitos aflorantes da ZCI. As atitudes e trajetórias do alongamento da Cintura acompanham a configuração do Arco-Ibero-Armoricano e o alongamento dos maciços graníticos sin e tardi-tectónicos relativamente à 3<sup>a</sup> fase de deformação Varisca (Figura 6).
- **Campo pegmatítico ou aplito-pegmatítico** – designa agrupamentos pegmatíticos que ocorrem em proximidade espacial, relacionados ou não geneticamente com uma intrusão granítica comum, mas estruturalmente condicionados por ela. Os campos são predominantemente intra ou exo-graníticos, conforme abarquem pegmatitos com instalação no seio das massas

graníticas ou encaixados em sucessões metassedimentares. Função da complexidade evolutiva do plutónio gerador, a divisão campo inclui um ou mais enxames pegmatíticos.

- **Enxame pegmatítico ou aplito-pegmatítico** – descreve um conjunto de pegmatitos cogenéticos cuja implantação está relacionada com uma etapa evolutiva, bem definida, do plutónio parental e/ou com um campo de tensões regional e local bem delimitado na cronologia Varisca. A noção de grupo pegmatítico pode-se incluir nesta divisão, usada mais recentemente para descrever pares de pegmatitos intragraníticos acoplados. Nestes, frequentemente um dos corpos representa um estado mais avançado da fraccionação atribuída ao grupo.
- **Corpo pegmatítico ou aplito-pegmatítico** – refere uma porção litológica individualizada com composição granítica residual com os minerais principais, quartzo, feldspato e moscovite, podendo manifestar grande diversidade de fácies texturais e paragéneses acessórias. Tem aparência mais ou menos homogénea no caso de corpos com coexistência de fácies aplíticas e pegmatíticas. Outros corpos são heterogéneos e heterogranulares podendo apresentar zonalidade interna, estabelecida por fraccionação centrípeta, e organizada em zona marginal (de bordo), zona mural, zona intermédia e núcleo (essencialmente quartzoso) (Tabela 1 e Figura 7). A morfologia, forma, tamanho, paragénese e mineralizações são atributos de um corpo. Entre os corpos zonados, distinguem-se do ponto de vista morfológico, corpos irregulares, referidos como bolsadas, e corpos tabulares ou filonianos. Frequentemente os corpos zonados são tipicamente pegmatíticos e observam-se em contexto intragranítico.

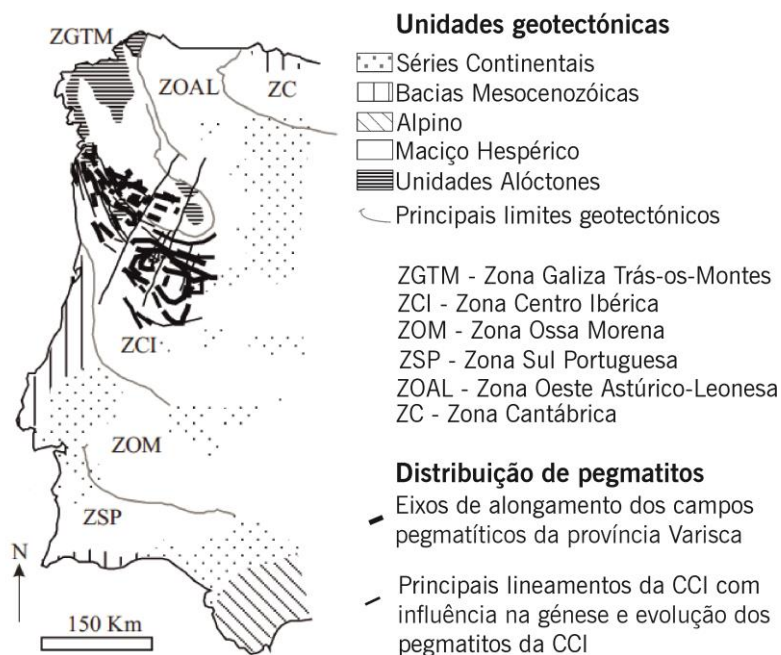


Figura 6 – Distribuição dos campos pegmatíticos no sector Português da Província Pegmatítica Hercínica, extraído e adaptado de Leal Gomes & Lopes Nunes (2003).

## Introdução

Tabela 1 – Unidades características de um pegmatito zonado de acordo com Cameron *et al.* (1949).

	Zona de bordadura	Exibe grão fino e textura hipidiomórfica granular de constituição granítica residual, podendo servir como base de nucleação de cristais de turmalina, moscovite, biotite, berilo ou feldspato K com dimensões centimétricas (London, 2008).
<b>Zonas Primárias</b> Camadas mais ou menos concêntricas em relação à porção nuclear do pegmatito. Possuem uma origem primária resultante da diferenciação e cristalização primária (Pereira, 2015) (Figura 7 A) .	Zona mural	Corresponde a uma camada mais espessa e apresenta geralmente cristais de grão mais grosseiro que a zona de bordadura. São típicas as ocorrências de cristais de turmalina, berilo, mica e feldspato que apresentam, frequentemente, um crescimento centrípeta (Cameron <i>et al.</i> , 1949).
	Zona intermédia	Pode exibir um sub-zonamento interno típico, dividido em zona intermédia interna e zona intermédia externa, que diferem quer a nível textural, quer a nível mineralógico. Constata-se aumento no tamanho dos cristais que exibem granulometria grosseira a muito grosseira. Dominam as fases monominerálicas ou associações minerais de massas de microclina pertítica, plagioclase, quartzo, espodumena, petalite, lepidolite ou ambligonite – montebrasite (Cameron <i>et al.</i> , 1949; London, 2008).
	Núcleo	É a unidade mais interna de um pegmatito e a última a consolidar no decurso da diferenciação centrípeta. Na sua composição mineralógica predomina o quartzo ou então combinações de quartzo, pertite, albite, aluminossilicatos de lítio e fosfatos, quase sempre expressos na periferia dos núcleos.
<b>Unidades de substituição</b>		Correspondem a unidades de origem secundária, por alteração ou sobreposição dos materiais pegmatíticos pré-existentes e de origem primária. São mais frequentes no núcleo e zonas intermédias, embora a sua ocorrência tenha também sido identificada em outras unidades primárias (Cameron <i>et al.</i> , 1949; London, 2008) (Figura 7 B).
<b>Preenchimento de fraturas</b>		Unidades originadas em regime frágil, posterior à consolidação do corpo pegmatítico com preenchimento maioritariamente composto por quartzo, mas também por outros minerais, podendo expressar-se em outras zonas na periferia do núcleo (Cameron <i>et al.</i> , 1949; London, 2008) (Figura 7 B).

## Introdução

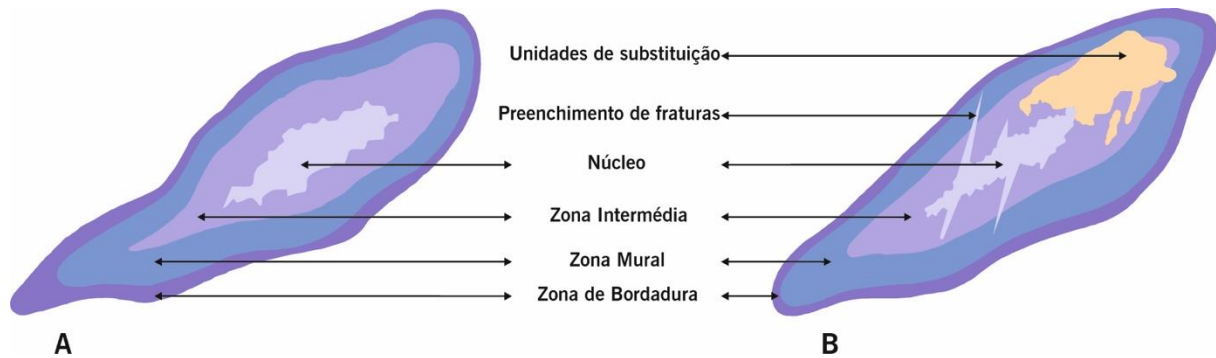


Figura 7 – Modelo esquemático de um pegmatito com zonalidade interna. A – Unidades primárias (zona de bordadura, zona mural, zona intermédia e núcleo). B – Unidades primárias mais unidades tardias (unidades de substituição e de preenchimento de fraturas). Extraído e adaptado de Černý (1991b).

De acordo com Leal Gomes (1994) e Leal Gomes & Lopes Nunes (2003), a Cintura Pegmatítica Centro-Ibérica engloba todas as classes de pegmatitos referidas por Ginsburg *et al.* (1979). Segundo Guimarães (2012), entre as fácies, relacionáveis com granitos e sistemas graníticos residuais sin a pós-tectónicos relativamente a D3, discriminam-se:

- Pegmatitos tabulares a lenticulares ( $\pi\tau$ ) – pegmatitos miarolíticos, zonados, em corpos tabulares situados em cúpulas de plutonitos mais ou menos superficiais - tipo I de Ginsburg *et al.* (1979);
- Pegmatitos em forma de bolsada irregular ( $\pi b$ ) – pegmatitos miarolíticos, zonados, cerâmicos em bolsadas situadas em cúpulas de plutonitos – tipo I de Ginsburg *et al.* (1979);
- Pegmatitos lenticulares ( $\alpha\pi$  er) – pegmatitos homogéneos e aplito-pegmatitos de elementos raros em grupos estruturalmente diferenciados, associados a plutonismo de profundidade intermédia – tipo II de Ginsburg *et al.* (1979);
- Pegmatitos lenticulares ( $\pi m$ ) – pegmatitos profundos, micáceos, homogéneos a subzonados – tipo III de Ginsburg *et al.* (1979).
- Pegmatitos lenticulares a irregulares ( $\pi p$ ) – pegmatitos zonados, de elementos raros, em sectores de profundidade intermédia submetidos a deformação distensiva ou cisalhamento – tipo II de Ginsburg *et al.* (1979).
- Pegmatitos lenticulares a venulares ( $\pi a$ ) – pegmatitos abissais (de máxima profundidade), situados em ambientes de migmatitização – tipo IV de Ginsburg *et al.* (1979).

### 1.3 Classificação Paragenética de Pegmatitos Graníticos

Os pegmatitos graníticos têm sido objeto de inúmeras tentativas de classificação desde há cerca de um século atrás. De acordo com Černý & Ercit (2005), princípios gerais que ainda hoje se aplicam como a estrutura interna, relações paragenéticas, composição química, aspetos petrogenéticos, natureza do meio original e características geoquímicas, entre outros, resultaram de simples tentativas baseadas em observações de campo. Na sua maioria estas tipologias iniciais pecavam por ignorarem diferenças nos ambientes geológicos de implantação dos corpos pegmatíticos.

A classificação abordada por Černý & Ercit (2005) segue duas vias conceptuais e tem como base trabalhos de Ginsburg *et al.* (1979) e Černý (1990, 1991a). A primeira via trata da localização geológica, levando à divisão de pegmatitos graníticos em cinco classes (abissal, moscovítica, moscovítica-elemento raro, elemento raro e miarolítica). Muitas destas classes são subdivididas em subclasses com características geoquímicas fundamentalmente diferentes.

A segunda via conceptual é petrogenética, desenvolvida para pegmatitos derivados da diferenciação ígnea de plutonitos parentais. Estes autores consideram três famílias:

- Família NYF, com concentração progressiva de Nb, Y e F (além de Be, TR, Sc, Ti, Zr, Th e U), fracionada de granitos subaluminosos a metaluminosos do tipo A e I que podem ser gerados por uma variedade de processos envolvendo contribuições da crosta profunda ou manto;
- Família LCT, peraluminosa, marcada pelo incremento e deposição mineral de Li, Cs e Ta (além de Rb, Be, Sn, B, P e F), derivada principalmente de granitos do tipo S e muito mais raramente de granitos do tipo I;
- Família NYF + LCT, de diversas origens, como por exemplo, a contaminação de plutões de NYF pela digestão de rochas supracrustais de petrogénese incerta.

Segundo Moura *et al.* (2011) nos pegmatitos do N de Portugal e em contexto Varisco a discriminação das filiações definidas por Černý & Ercit, (2005), pode ser deduzida de minerais tipomórficos e elementos indicadores.

A morfometria dos corpos exo-graníticos é condicionada por estruturas que resultam da evolução tectónica Varisca ( $D_2$  e  $D_3$ ) e da interferência dos respetivos campos de tensão regionais com os que resultam da implantação dos granitos. Em contexto exo-granítico é em junções triplas e nós dilatacionais, em redes de cisalhamento, que os maiores volumes de aplito – pegmatitos se alojam.

Em contexto intragranítico, ao longo de corredores de realimentação magmática, a mistura recorrente de diferenciados básicos com produtos graníticos residuais, incrementa o potencial de geração de

## Introdução

pegmatitos através da transferência e adição de constituintes voláteis e mineralizadores no sentido dos compósitos magmas/fluidos mais evoluídos (Moura *et al.*, 2011). Por isso nestes corredores são também mais frequentes os pegmatitos intragraníticos diferenciados *in situ*, muitos deles intimamente filiados na evolução de magmas produzidos por hibridação.

O carácter NYF verifica-se em corpos precoces, hiperaluminosos, com implantação afetada pela 2ª fase Varisca de deformação (D<sub>2</sub>) ou ainda anteriores (possivelmente de contexto pré-colisional). Esta feição é muito mais evidente em pegmatitos implantados em situação pós-tectónica relativamente à fase D<sub>3</sub> Varisca, em que também é típica a filiação em granitos “do tipo I”.

A assinatura LCT cobre uma grande diversidade de condições de implantação intermédias Sin-D<sub>2</sub> a Tardi-D<sub>3</sub>, sin-colisionais, relacionando-se com linhagens graníticas metaluminosas a peraluminosas (“tipo S” ou híbridas) de duas micas a essencialmente biotíticas (Moura *et al.*, 2010).

Os pegmatitos do tipo híbrido LCT + NYF (Leal Gomes, 2016) têm uma implantação tardia e expressam-se como bolsadas intragraníticas de morfologia irregular, apresentando paragénese das duas feições em unidades correspondentes a estados de fraccionação interna distintos mas cogenéticos (Moura *et al.*, 2011). Os granitos onde se alojam estes pegmatitos são essencialmente biotíticos e frequentemente porfiróides (Leal Gomes, 2016) considerados como tardi-tectónicos relativamente a D<sub>3</sub>. Também é provável uma relação de parentalidade entre o hospedeiro e o pegmatito.

### 1.4 Diversidade de Pegmatitos Hospedados ou Contíguos a Granitóides

Leal Gomes (2016) reconhece o pegmatito de Vergaço como um pegmatito intragranítico de especialização híbrida (LCT + NYF), segundo a aceção de Černý & Ercit (2005), com algumas unidades internas relacionadas com fracturação hidráulica. Neste mesmo trabalho, Leal Gomes (2016) discrimina os principais tipos pegmatíticos intragraníticos, que representam a diversidade atribuída às ocorrências do Norte de Portugal, destacando os pegmatitos híbridos intragraníticos do Campo Pegmatítico de Terras de Bouro – Ponte da Barca, do Campo Pegmatítico Paços de Ferreira – Penafiel – Marcos de Canavezes e do Campo Pegmatítico de Satão – Aguiar da Beira. Nas tabelas 2, 3 e 4 caracterizam-se alguns dos pegmatitos desses campos, quanto à sua estrutura interna (Leal Gomes, 2016).

No caso do pegmatito de Vergaço, a unidade tipomórfica, brecha hidráulica, é de grande importância para a compreensão do funcionamento – estruturação do aparelho pegmatítico, pelo que se justifica a sua comparação com outras unidades brechóides formadas em situação termodinâmica similar, também ocorrentes no N de Portugal. Trata-se de uma brecha hidrotermal (Figura 8) que pode estar relacionada



## Introdução

com fracturação hidráulica. O número de pegmatitos que incluem unidades deste tipo é reduzido – além daquela que se observa no pegmatito de Vergaço, são conhecidas brechas no pegmatito de Senhora de Assunção (Figura 9) e no pegmatito de Seixigal em Vidago (Figura 10).

Também se verificou a ocorrência de mineralizações de interesse associadas a brechas em condições distintas das enunciadas, como no pegmatito de Covide (Figura 11), no campo filoniano hidrotermal da Mina da Borralha – Montalegre (Figura 12) e no campo filoniano hidrotermal da Mina da Ribeira – Bragança (Figura 13).

*Tabela 2 – Caracterização de alguns corpos pegmatíticos individuais do Campo Pegmatítico de Terras de Bouro – Ponte da Barca.*

<b>Pegmatitos</b>	<b>Estrutura Interna</b>	<b>Paragéneses Tipomórficas</b>	<b>Unidades Tipomórficas</b>	<b>Associação Metalífera</b>
<b>Vergaço</b>	Zonado, complexo	Scheelite, voframite, wodginite, rútilo, sulfuretos e sulfossais e Bi nativo	U. substituição, brecha hidrotermal	W, As, Bi, Nb, Ti, Ta W>>Ti>Bi>Nb
<b>Carvalheira</b>	Zonado	Andaluzite, pirite, pirrotite, ilmenite, apatite, turmalina	ZI andaluzítica	U, Th, Nb, Y, Be Ti, T.R.
<b>Dornas</b>	Zonado, complexo	Berilo, zircão e columbite – quartzo róseo nuclear	U. Tardia micácea	Be, Nb, Ta, Zr (Be > Nb>Ta)
<b>Seixas</b>	Zonado, complexo	Fosfatos de Fe, Mn	Núcleo de quartzo com cavidades miarolíticas	Mn, Fe
<b>Penedo do Filho</b>	Zonado, complexo	Andaluzite, apatite, ilmenite, Nb-rutilo, esfena, cassiterite	U. precoce com andaluzite U. tardia com cassiterite	Sn, Al (Nb,Ta)
<b>Mata da Galinheira</b>	Zonado, complexo	Quartzo róseo nuclear	Frente fosfática entre zona intermédia e núcleo de quartzo	Fe, Cu, Zn, Bi, Ag
<b>Pedra da Moura</b>	Zonado, complexo	Quartzo róseo nuclear, fosfatos (inc. ximengite), sulfossais e sulfuretos e berilo	U. perinucleares a) fosfática – Li, Mn, Fe, Mg b) F-apatite/pirite gráfica c) blenda/ quartzo gráfica	Ti, Li Ti, (Nb), T.R. Ti, Pb, Bi, Ag

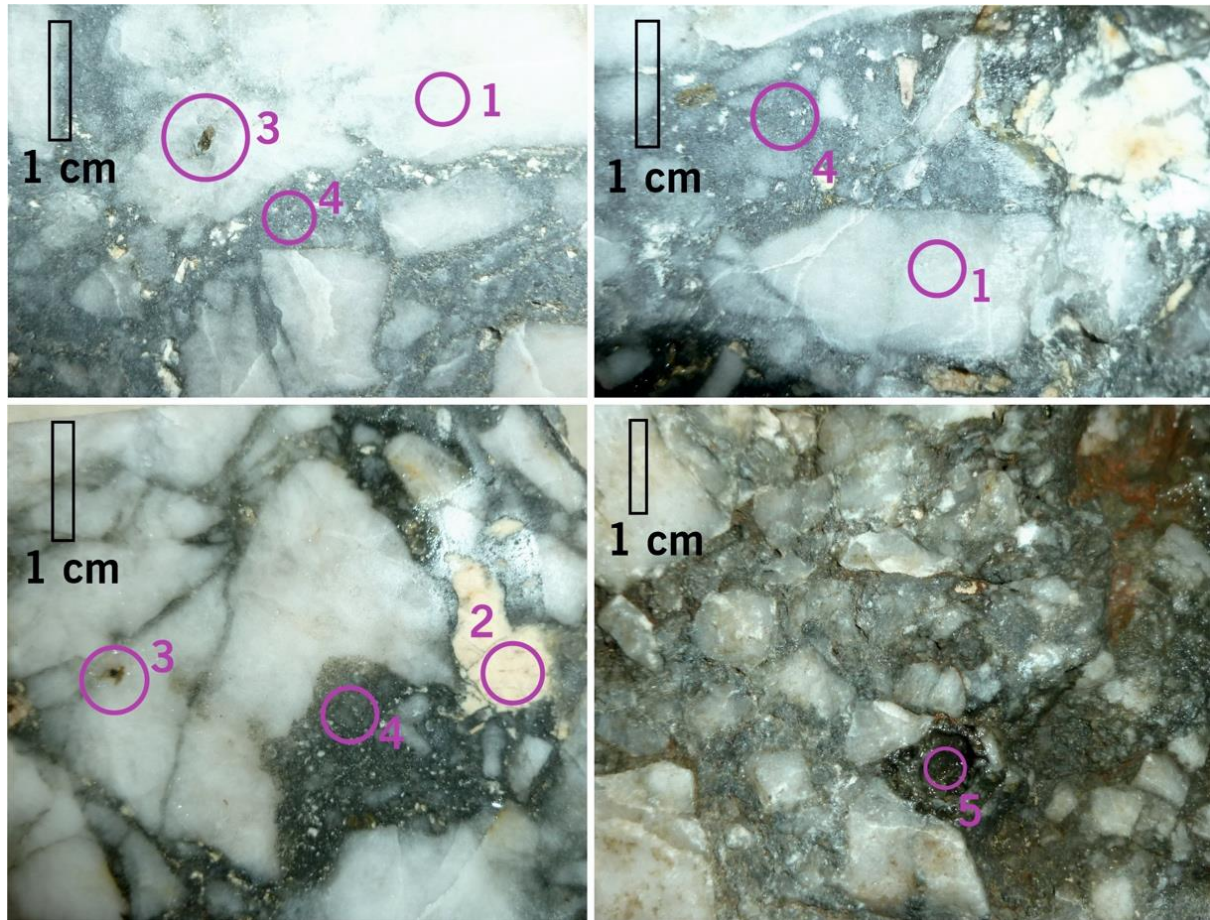
## Introdução

Tabela 3 – Caracterização de alguns corpos pegmatíticos individuais do Campo Pegmatítico de Paços de Ferreira – Penafiel – Marcos de Canavezes.

<b>Pegmatitos</b>	<b>Estrutura Interna</b>	<b>Paragénese Tipomórfica</b>	<b>Unidades Tipomórficas</b>	<b>Associação Metalífera</b>
<b>Arreigada D<sub>1</sub></b>	Zonado, complexo	Quartzo nuclear com sulfossais de Bi e Pb, escorlite nas transições de zonas	Núcleo de quartzo miarolítico, hialino a fumado e ametista	Fe, Bi, Pb
<b>Arreigada D<sub>3</sub></b>	Zonado, complexo	Andaluzite, ilmenite, esfena, monazite, Nb-rútilo	Zl andaluzítica	Al, Ti, Fe, Nb, Be
<b>Arreigada D<sub>6</sub></b>	Zonado, complexo	Topázio	Núcleo de quartzo miarolítico	Nb
<b>Castelinho</b>	Zonado, complexo	Arsenopirite, lolingite	Núcleo de quartzo miarolítico, hialino a fumado	As, Fe, Bi
<b>Castilho</b>	Complexo	F-apatite, berilo	U. substituição micácea cavernosa com fosfatos	Fe, Be, Nb

Tabela 4 – Caracterização de alguns corpos pegmatíticos individuais do Campo Pegmatítico de Satão – Aguiar da Beira

<b>Pegmatitos</b>	<b>Estrutura Interna</b>	<b>Paragénese Tipomórfica</b>	<b>Unidades Tipomórficas</b>	<b>Associação Metalífera</b>
<b>Senhora de Assunção</b>	Bandado, zonado, complexo, miarolítico, brechóide	Berilo, columbite-tantalite, pirocloros, ixiolites, zircão, monazite, bertrandite, fenacite, molibdenite, fosfatos de Ca, (Li, Al), (Li, Mn, Fe) e (Mn, Fe, Mg), fluorite, oligonite	Gigaberilos e fosfatos nas transições de zonas, núcleo miarolítico, brecha hidráulica, e de colapso, Zona Mural bandada <=> “line-rock”	Nb,Ta>Be>Li>W>> Mo>Cu,U>Zn com segregações schliereníticas de Bi por digestão de “roof-pendants”
<b>Fraga</b>	Zonado, complexo	Sulfuretos, turmalina, fosfatos	Bolhas miarolíticas	Fe, Ca, Zn
<b>Cumo</b>	Zonado, complexo	Clorites + mica (Fe)	Fosfatos Ca, Fe, Mn	Fe
<b>Vila longa</b>	Zonado, complexo	-	Núcleo de quartzo tendencialmente hialino	-
<b>Real</b>	Zonado, complexo	F-apatite, bertrandite, mica, cassiterite, OH-herderite	Núcleo miarolítico	Sn, U, Be



*Figura 8 – Amostras de mão da brecha hidrotermal alojada em “pipe” na intersecção de cisalhamentos e na periferia E do corpo pegmatítico de Vergaço – brecha de fracturação disruptiva hidráulica: 1 – quartzo (fração clástica); 2 – feldspato alcalino microclinizado (fração clástica); 3 – Nb-rútilo (óxidos iniciais da fração matriz); 4 – chamosite ± clinoclino ± escorlite (matriz); 5 – box-work (após sulfuretos terminais da matriz).*

#### 1.4.1 Grupo Pegmatítico de Senhora de Assunção

O grupo pegmatítico de Senhora de Assunção situa-se em Ferreira de Aves, Sátão (Ferreira *et al.*, 2014), está inserido num arco de pegmatitos intragraníticos, que se estende de Norte para Sul, desde as imediações de Aguiar da Beira, passando por Sátão e Penalva do Castelo, até Fornos de Algodres, coincidindo com o bordo ocidental do Maciço granítico de Aguiar da Beira (essencialmente constituído por um granito porfiroide de duas micas – essencialmente biotítico, tardi-tectónico, cuja granularidade varia de média a grosseira) (Ferreira *et al.*, 2014; Guimarães, 2012).

O grupo pegmatítico de Senhora de Assunção é composto por um par de pegmatitos intragraníticos acoplados em haltere, que foram objeto de exploração mineira dedicada ao quartzo e feldspato. De acordo com Ferreira *et al.* (2014), no decurso da atividade extrativa foram encontrados conteúdos não negligenciáveis de nióbio-tantalatos com potencial para rentabilização como sub-produtos de lavra mineiro. Também segundo Ferreira *et al.* (2014) as unidades de interesse e também as mais ricas em

## Introdução

óxidos de Nb-Ta são as unidades albíticas da zona intermédia, a periferia dos gigacristais de berilo, as unidades fosfáticas e a brecha de colapso tardio que ocorre no corpo Sul.

A origem da brecha de colapso relaciona-se com os estádios finais da cinemática de implantação pegmatítica. De forma a explicar a génese da brecha em questão, resume-se o processo evolutivo da implantação do grupo pegmatítico de Senhora de Assunção, tendo como base bibliográfica, o trabalho realizado por Guimarães (2012).

1. A geometria das bolsadas, em forma de haltere, têm origem da expansão lateral do magma pegmatítico, quando este foi impossibilitado de continuar a sua ascensão através do plutonito sob a forma de gota invertida;
2. Ocorrência do fenómeno *magmatic stoping* por delaminação e conseqüente colapso da cúpula, o que propicia a contaminação do magma pegmatítico com massas de rocha desmontadas do encaixante, incrementando ainda mais o potencial de mineralização dos compósitos pegmatíticos;
3. Formação de faixas de *line-rock* (fácies bandadas leucocratas a muro dos pegmatitos), essencialmente constituídas por albite > quartzo > mica branco > feldspato K. A ocorrência destas faixas resulta de um sobrearrefecimento, devido ao contacto com painéis de rocha encaixante afundados (que estariam a uma temperatura inferior) e devido à ascensão de voláteis dentro do corpo seguindo a polaridade gravítica. Em conjunto, estes dois fatores podem levar a uma nucleação heterogénea por difusão termogravítica e ao desenvolvimento de uma camada de componentes excluídos, concentrados perto do contacto a muro do pegmatito;
4. Geração de ruturas helicoidais (ou em espiral), resultante da propagação das dilatações relacionadas com delaminação ou *magmatic stoping*, propiciando um fluxo ascensional e helicoidal dos diferenciados pegmatíticos, evidente na disposição helicítica, nos corpos pegmatíticos, dos eixos c dos cristais de gigaberilos sub-verticais;
5. Geração de um dispositivo – padrão em hansa de abatimento, provavelmente por esgotamento da fase magmática, o que interferiu com os contrastes de densidade e viscosidade no que respeita à mobilidade dos diferenciados, levando ao colapso descendente intra-pegmatítico. Este fenómeno tardio poderá ter tido conseqüência da drenagem ascendente de diferenciados aproveitando o abatimento do teto da câmara pegmatítica (Figura 9).



*Figura 9 – Imagens da frente de desmorte NW do corpo Sul do Grupo Pegmatítico de Senhora de Assunção, Sátão, ilustrando um “pipe” de brecha de colapso com alteração hidrotermal – padrão estrutural muito distinto daquele que indicia fracturação hidráulica. Corta Sul no grupo pegmatítico de S.ª de Assunção, Sátão – “sinkhole” de colapso gravítico por esvaziamento – com brecha de clastos horizontalmente alongados (essencialmente quartzosos) e matriz de caulinite + haloizite + mica e relíquias de columbite-tantalite + zircão (após caulinização dos feldspatos).*

### 1.4.2 Pegmatito de Seixigal

O pegmatito de Seixigal, situa-se em Pereira de Selão, a 4km de Vidago, na região de Chaves (Pereira *et al.*, 2007). Apesar de localizado na Zona Galiza Média Trás-os-Montes (ZGMTM) e relacionado geneticamente com granitóides da Cintura pegmatítica Centro-Ibérica (CPCI) e da Província pegmatítica Varisca (Leal Gomes & Lopes Nunes, 2003).

A jazida de Seixigal, foi explorada para minerais cerâmicos pegmatíticos (quartzo e feldspato) (Leal Gomes, 2016), iniciou lavra em 1968 e cessou em 2000, após o esgotamento das reservas de feldspato de alta qualidade (Pereira *et al.*, 2007).

O pegmatito de Seixigal, apresenta geometria interna e estruturas do tipo *stock-sheider*, organizado num complexo com exo-granito/endo-granito (Leal Gomes, 2016). Compreende essencialmente duas unidades: um corpo principal, tabular subhorizontal (com 200 m de extensão máxima segundo E-W e mais de 20 m de possança) e uma bolsada periférica enraizada a E-NE com morfologia elipsoidal, em posição proximal relativamente à principal conduta magmática (com dimensão de eixo maior e menor de 100m e 40m, respetivamente) (Dias, 2013) e composta por cristais de quartzo gigantescos.

## Introdução

A massa principal do pegmatito tem estrutura interna complexa, bandada paralelamente ao alongamento. As bandas dispõem-se em sequências de estruturação horizontal (com possança variável de centimétrica a métrica e que tende a diminuir de E para W) compostas por (de cima para baixo): rochas encaixantes metassomatizadas, fácies graníticas externas, várias camadas pegmatíticas e compósitos litológicos de granito interno. O domínio pegmatito não é regularmente zonado, em vez disso, caracteriza-se por sucessivas camadas / bandas pegmatíticas homogéneas com estrutura interna em pente, essencialmente compostas por cristais de feldspato alcalino e quartzo imbricados (Dias, 2013; Pereira *et al.*, 2007).

As unidades tardias definidas neste sistema incluem cavidades miarolíticas, veios finos, brechas hidráulicas (Figura 10) e massas de substituição. Estas derivam de fundidos residuais pegmatíticos e de diferenciados do granito interno, são também intersetadas por grandes falhas com orientação regional, que focavam a circulação hidrotermal, diversificando a paragénese tardia (Pereira *et al.*, 2007).

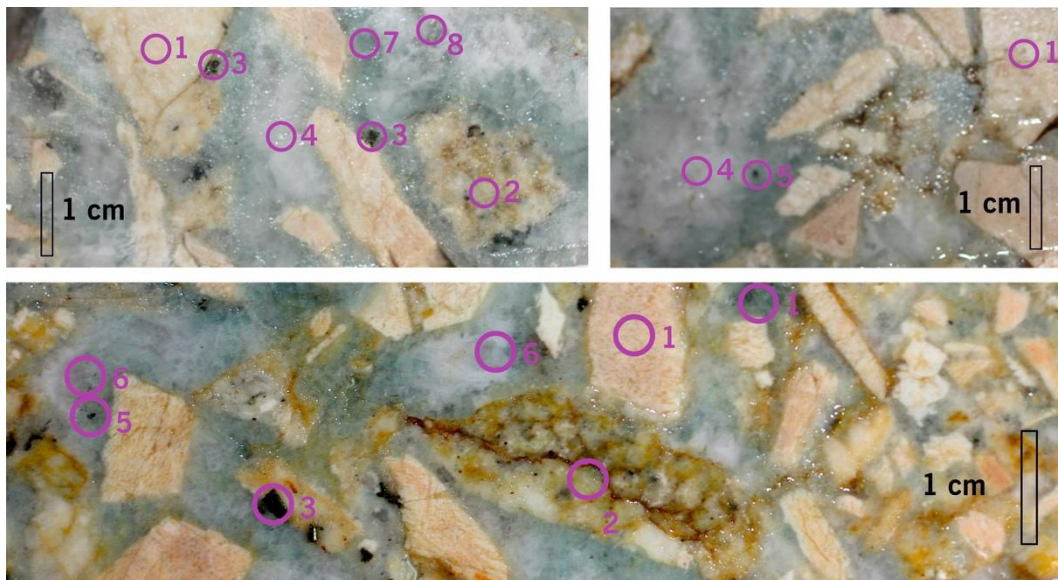


Figura 10 – Amostras de mão da brecha hidrotermal alojada em “pipe” na intersecção de cisalhamentos e na periferia E do corpo pegmatítico de Seixigal (Pereira de Selão), Vidago – brecha de fracturação disruptiva hidráulica. 1 – feldspato alcalino microclinizado (fração clástica), 2 – aplito pegmatito (fração clástica), 3 – óxidos iniciais da fração matriz ou blenda precoce, 4 – quartzo matricial, 5 – clinocloro ± quartzo, 6 – fenacite ± quartzo (matriz), 7 – F-apatite matricial, 8 – OH-apatite matricial.

### 1.4.3 Pegmatito de Covide

O pegmatito de Covide aflora numa antiga exploração de feldspato, próxima da freguesia de Covide, Terras de Bouro e a cerca de 5km a oeste da vila do Gerês (Moura *et al.*, 2015). É considerado por Leal Gomes (2016) como uma diferenciação interna, formada in situ a partir da fraccionamento do granito do Gerês, essencialmente biotítico, pós-tectónico relativamente à fase Varisca D<sub>3</sub>.

## Introdução

Faz parte de um grupo de bolsadas pegmatíticas com forma de gota invertida, considerados resultantes de implantação por *balloning* (contraste de densidade e viscosidade entre diferenciados pegmatíticos e magma granítico contíguo) num domínio extensional situado nas proximidades da junção tripla de plutonitos, um dos quais é o granito hospedeiro e neste caso, parental, do Gerês.

A estrutura interna deste pegmatito é heterogénea (zonada / bandada) e o seu carácter alcalino é muito marcado (OR>>AB>QZ) em concordância com a assinatura subalcalina própria do granito parental do Gerês (Leal Gomes, 2016), a sua estruturação é determinada essencialmente por colapso em ambiente dilatacional de relaxação (Gouanvic & Gagny, 1987; Silva, 2002).

Apresenta algumas cavidades mirolíticas nucleares com fluorite, topázio e gadolinite que embora sejam minerais raros, completam os indícios de uma verdadeira assinatura geoquímica de tipo NYF (Leal Gomes, 2016) (Figura 11).

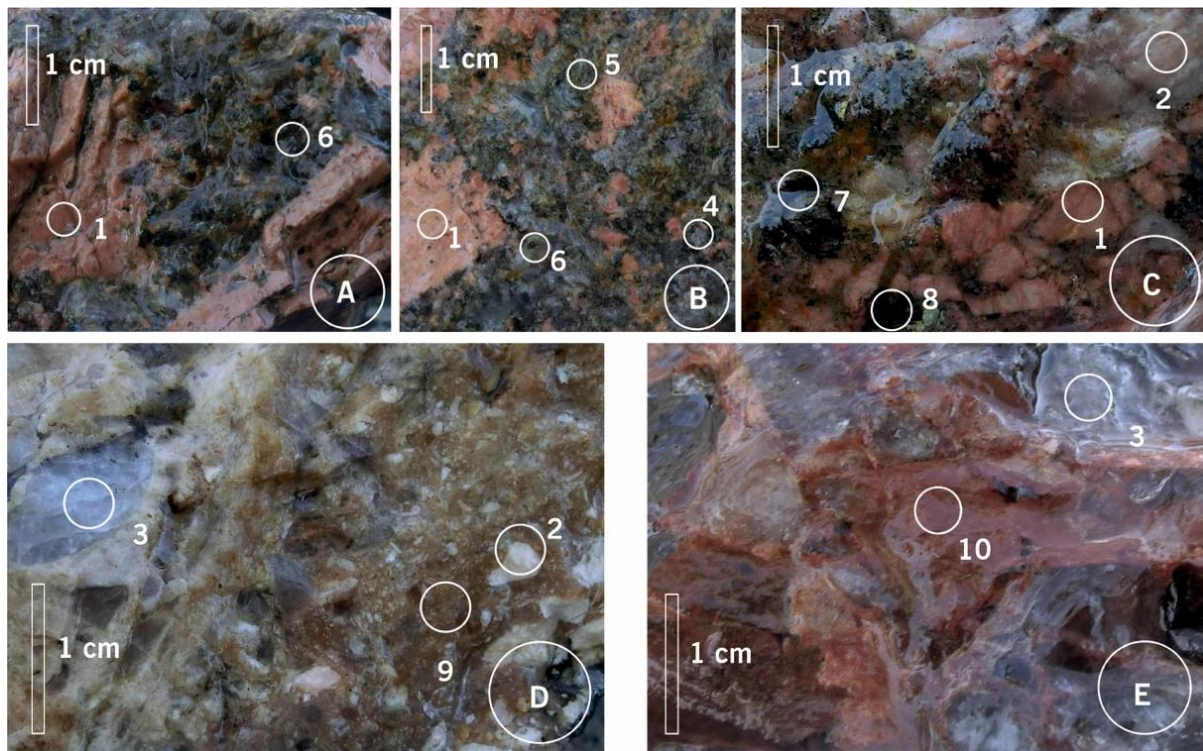


Figura 11 – Amostras de mão das brechas hidrotermais, “unakíticas” com clastos episieníticos (A, B, C) e silíceas (D, E) alojadas em “pipe” tardio no corpo pegmatítico maior de Covide, Terras de Bouro – brecha de fracturação disruptiva hidráulica. 1 – microclina (fração clástica), 2 – feldspato alcalino (fração clástica), 3 – quartzo (fração clástica), 4 – calcedónia + clorite (matriz), 5 – epidoto ± clorite, 6 – clinoclorsite, 7 – chamosite, 8 – chamosite ± alanite ± hematite, 9 – sílex, 10 – jaspe.

### 1.4.4 Campo Filoniano Hidrotermal da Mina da Borralha

O couto mineiro da Borralha, situa-se na freguesia de Salto, área situada a sul do concelho de Montalegre, distrito de Vila Real, na fronteira paleogeográfica e tectónica entre a Zona Galiza-Trás-os-Montes e a Zona Centro Ibérica (Gonçalves *et al.*, 2017).

## Introdução

As minas da Borralha iniciaram a lavra em 1902, sobre filões de quartzo verticais e subhorizontais mineralizados em volframite, scheelite e sulfuretos. Em 1985 encerraram (Gonçalves *et al.*, 2017).

As minas da Borralha, além das estruturas filonianas, possuem também dois *pipes* brechóides mineralizados, a brecha Santa Helena (BSH) e a brecha Venise. A primeira e única aflorante, foi em parte explorada por possuir mineralização tungstífera (Noronha, 1983).

De acordo com Noronha (1983) a BSH constitui uma estrutura subvertical de secção grosseiramente elíptica, com eixo maior, à superfície, N-S, que corta o contacto entre granitoides sin-D<sub>3</sub> (granito da Borralha), rochas metassedimentares (Silúrico) e uma “zona de mistura” caracterizada por grandes painéis lenticulares, de rochas metassedimentares que alternam com rochas graníticas e granitóides. Os limites E e W da brecha encontram-se extremamente fraturados e são marcados por falhas N-S preenchidas com veios de quartzo estéreis (Gonçalves *et al.*, 2017). Os elementos clásticos da brecha são principalmente angulares com tamanhos variáveis, sendo possível encontrar blocos métricos lado a lado e próximos a blocos centimétricos. Apresentam composição litológica semelhante às rochas regionais circundantes (por exemplo, granito, tonalito e rochas metassedimentares) (Gonçalves *et al.*, 2017).

Segundo Gonçalves *et al.* (2017) a mineralização da BSH é caracterizada pela associação de W, Cu, Zn, Mo e Nb menor, Sn, Th, U, REE, Bi, Ag, Pb. A volframite de granulação fina (mais comum) ocorre disseminada nos fragmentos e/ou associada a outros minerais, em zonas com alterações hidrotermais evidentes e a volframite de granulação grossa ocorre em veios tardios de quartzo claro, que cortam a brecha. As zonas de alteração hidrotermal são visíveis nas proximidades do contacto entre os elementos da brecha com o cimento e em fraturas tardias.

A brecha Santa Helena é interpretada por Noronha como um *pipe* de brecha de colapso (Gonçalves *et al.*, 2017; Noronha, 1979) (Figura 12).

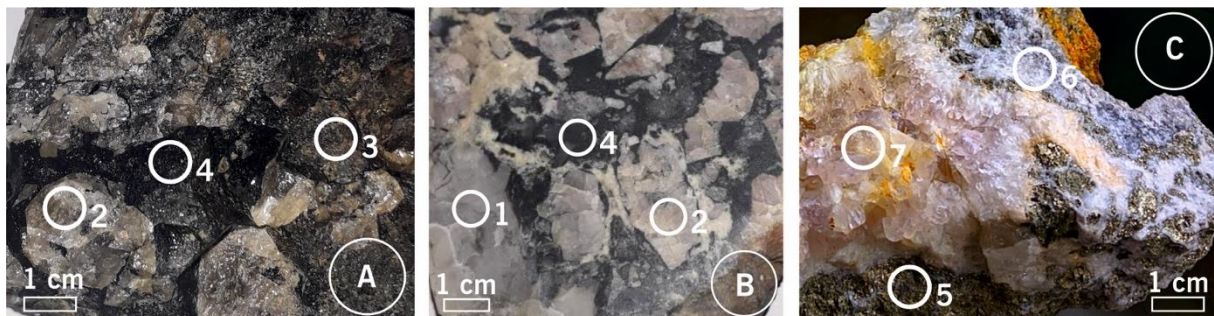


Figura 12 – Amostras de mão da brecha hidrotermal policíclica (A e B – *disrupção precoce*, 1º ciclo; C – *disrupção tardia*, 2º ciclo) alojada em “*pipe*” do campo filoniano hidrotermal da Mina da Borralha, Montalegre. 1 – quartzo (fração clástica I), 2 – scheelite (fração clástica I), 3 – clorite ± hematite ± fluorite ± cassiterite (matriz), 4 – chamosite ± clinocloro ± ferberite (matriz), 5 – calcopirite + pirite (fração clástica II), 6 – calcedónia + matriz, 7 – quartzo ametista em crustificação matricial.

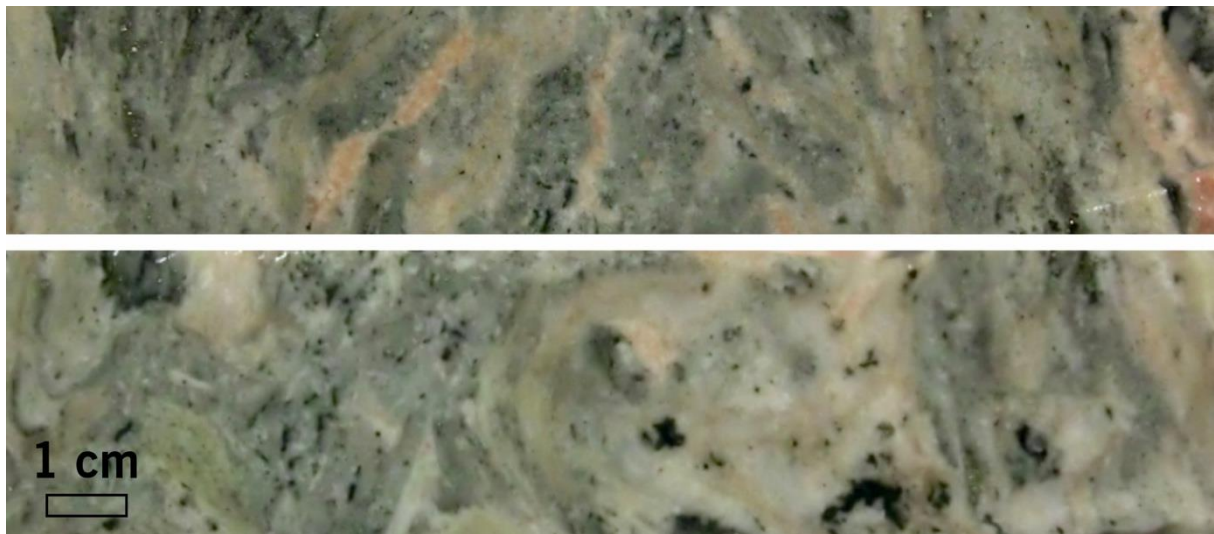


#### 1.4.5 Campo Filoniano Hidrotermal da Mina da Ribeira

A mina da Ribeira localiza-se na freguesia de Coelhoos do concelho de Bragança, está inserida no núcleo do extenso antifórma Chaves – Miranda do Douro, na Zona Galiza Média Trás-os-Montes (ZGMTM – Parautóctone). Este antifórma constitui um verdadeiro eixo mineralizado de direção NW-SE que compreende, diversos depósitos de estanho e tungsténio que foram explorados intermitentemente desde o final do século XVIII até meados/finais do século XX (Edm, 2017).

A exploração da mina da Ribeira iniciou-se no século XIX e cessou em 1986, foram explorados 4 níveis de galerias até uma profundidade de 140 m, com galerias de mais de 500 m de comprimento (Edm, 2017).

A mina da Ribeira, contém como mineralização tipomórfica de interesse, cassiterite, volframite e scheelite, sempre associadas à presença de sulfuretos, a qual ocorre numa rede complexa de veios de quartzo sub-verticais, orientados NW-SE e em brecha hidráulica (Figura 13). A origem das mineralizações filonianas e da brecha mineralizada podem estar relacionadas com a proximidade a uma cúpula granítica (Aires, 2017).



*Figura 13 – "Mush" quartzo – feldspático – micáceo com clorite e cassiterite (agregado de matriz geliforme) de uma brecha hidrotermal do campo filoniano hidrotermal da Mina da Ribeira, Bragança – imagem de testemunhos de sondagem.*

## 2. ENQUADRAMENTO

A área em estudo onde se situa o corpo pegmatítico principal que é objeto desta dissertação localiza-se próximo de Vergaço – aglomerado habitacional da união das freguesias de Cibões e Brufe (“CIBÕES E BRUFE,” 2015) que se insere no município de Terras de Bouro do Distrito de Braga – região do Norte de Portugal e sub-região do Cávado. O território do município é limitado a norte pelo município de Ponte da Barca e pela Espanha, a leste por Montalegre, a sul por Vieira do Minho, a sudoeste por Amares e a oeste por Vila Verde (Figura 14).

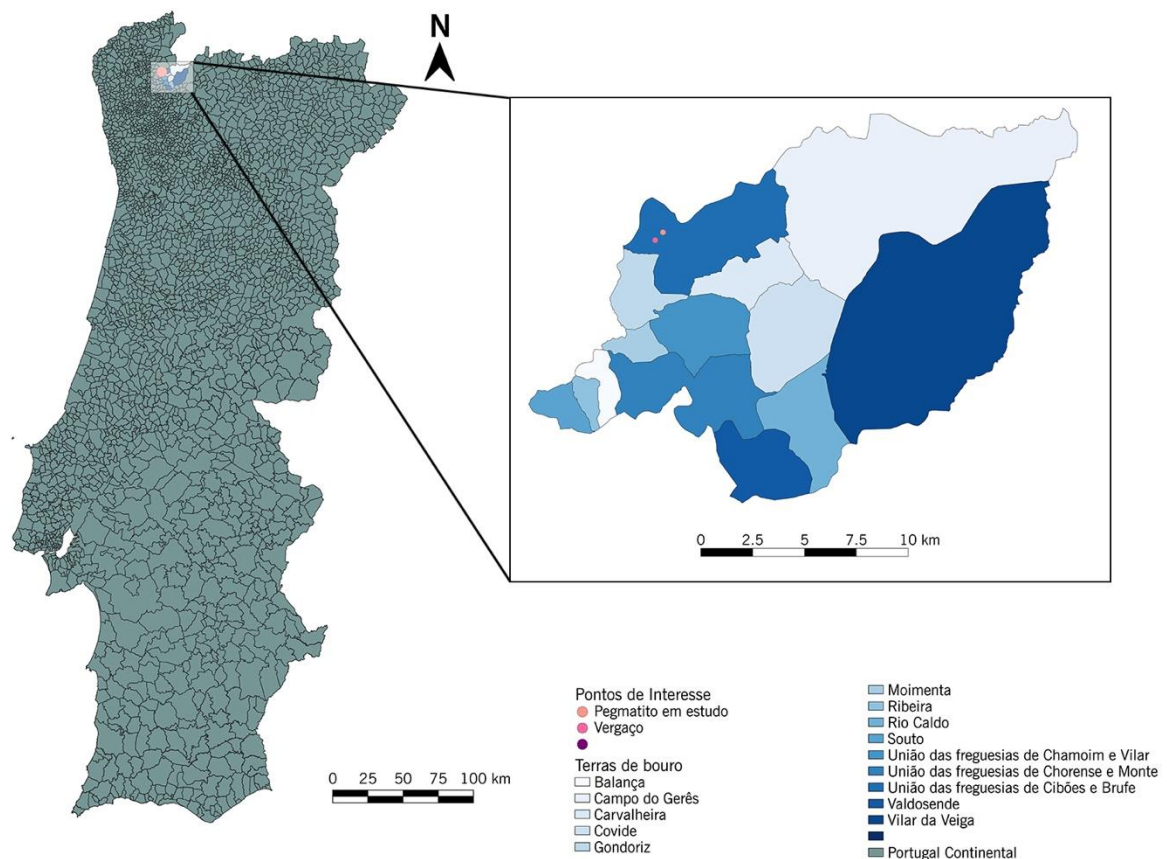


Figura 14 – Enquadramento geográfico do território em que se localiza o pegmatito em estudo.

### 2.1 Enquadramento Geomorfológico

A região envolvente é essencialmente montanhosa com relevos importantes, como os do maciço do Gerês e da serra Amarela. Estes relevos atenuam-se, progressivamente para ocidente, embora subsistam colinas e cabeços entre os quais se notam algumas zonas planas, como a plataforma de Vila Verde. Os

## Enquadramento

pontos de altitude mais elevada situam-se no maciço do Gerês com 1556 m e na serra Amarela com 1361 m.

A morfologia é dominada pelos vales profundos de três rios principais, Cávado, Homem e Lima, e seus tributários. Tanto estes rios como muitos dos seus afluentes seguem linhas tectónicas importantes. O Cávado segue a direção NNE-SSW, o rio Homem parece seguir também uma importante linha de fratura de direção NE-SW e o percurso do Lima é provavelmente orientado por falhas e segue a direção E-NE, sendo desviado para NE-SW, depois de Ponte da Barca (Medeiros *et al.*, 1975).

## 2.2 Enquadramento Tectónico e Litoestratigráfico

Segundo a compartimentação do Maciço Ibérico de Lotze (1945), modificada por (Julivert *et al.*, 1974) e Farias *et al.* (1987) a área de estudo insere-se na unidade tectonoestratigráfica – Zona Centro Ibérica (Figura 15).

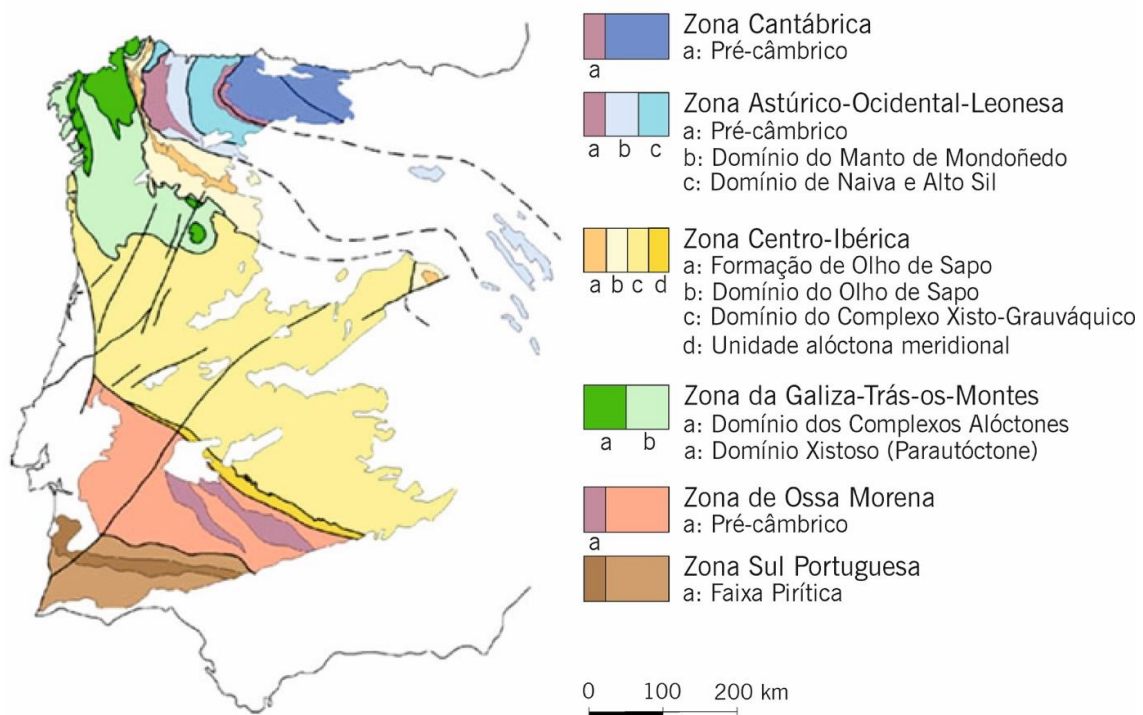


Figura 15 – Divisão estrutural do Maciço Ibérico segundo Farias *et al.* (1987) (extraído de Pérez-Estaún *et al.*, 2004)).

A estruturação das unidades tectonoestratigráficas resulta da evolução geodinâmica da Ibéria, onde se consideraram como principais episódios evolutivos (Dias, 2013; Ribeiro *et al.*, 2007):

- Abertura do oceano Rheic, entre Gondwana e Avalónia – Câmbrico-Ordovícico (500-470 Ma);
- Subducção da margem SE do oceano Rheic associada à abertura retro-arco do oceano Paleothetys – Ordovícico ao Silúrico (430-390 Ma);

## Enquadramento

- Separação da Armórica / Ibéria, por abertura de Paleothetys – contexto distensivo;
- Fecho dos oceanos Rheic e Paleotethys (Devónico Inferior a Médio, 390-370 Ma) e colisão decorrente da Orogenia Varisca, entre a Ibéria e Armórica;
- Colisão da Avalónia com Gondwana – final da Orogenia Varisca.

A cadeia Varisca no núcleo do Maciço Hespérico tem uma direção predominante NW-SE, a sul esta direção é cortada pela orientação alpina – NE-SW da Cadeia Bética. A norte as estruturas variscas desenham um arco montanhoso – Arco Ibero-Armoricano, que roda as estruturas da orientação predominante para uma orientação NE-SW e mesmo E-W na zona Cantábrica (Ribeiro, 2013).

Na zona em apreço e segundo Dias (2013) a estruturação interna da Cadeia Varisca evidência três fases principais de deformação (D):

- 1ª fase de deformação (D<sub>1</sub>), marcada por geração de dobras e de uma superfície metamórfica, ou clivagem de plano axial estabelecida em regime tectonometamórfico dúctil;
- 2ª fase de deformação (D<sub>2</sub>), caracterizada por geração de cavalgamentos sub-horizontais, com transporte tectónico significativo, laminando as estruturas anteriores, especialmente os flancos inversos de dobras;
- 3ª fase de deformação (D<sub>3</sub>), geração de dobras com planos axiais subverticais, subparalelas ao Arco Ibero-Armoricano, ocasionalmente, produzindo uma superfície metamórfica, xistosidade de fluxo ou de plano axial, também muito inclinada a vertical.

O espessamento crustal relacionado com a colisão Varisca teve como consequência a produção de magmas graníticos por anatexia. Decorre na 3ª fase, a instalação dos principais granitos com os quais se relacionam os pegmatitos, hospedados ou intruídos na sua periferia. Ferreira *et al.* (1987) classifica-os segundo o seu período de instalação relativamente à fase D<sub>3</sub> em granitos ante-, sin- e tardi a pós-D<sub>3</sub>. Na Tabela 5, esta representada uma classificação geotectónica, petrográfica e cronológica dos granitos do Norte e Centro de Portugal, defendida por Azevedo & Aguado (2013).

Dias & Coke (2006) sugerem uma relação entre a distribuição espacial dos vários grupos graníticos e as grandes estruturas Variscas. Estes autores, consideram as megaestruturas e eixos fundamentais, abaixo mencionadas, como anisotropias crustais formuladas durante as fases extensionais do Paleozoico inferior, que condicionam as coordenadas de implantação dos granitos Variscos (Figura 16).

- Zona de cisalhamento Vigo-Amarante-Réguia com orientação NW-SE controla a instalação dos plutonitos circunscritos sintectónicos e maciços tarditectónicos;

## Enquadramento

- Eixo Monção-Mondim-Murça-Moncorvo – marca a instalação e o alongamento de maciços graníticos sintectónicos de duas micas;
- Eixos Porto-Viseu-Guarda e Chaves-Miranda do Douro – evidenciam alinhamentos menores assinalados por granitos de duas micas sintectónicos;
- Falha Régua-Verin – estrutura megaescalar tardi-D<sub>3</sub>, com reativação polifásica, de azimute NNE-SSW, que controla a instalação dos granitos pós-tectónicos.

Tabela 5 – Classificação geotectónica, petrográfica e cronológica dos granitos do Norte e Centro de Portugal (retirado de Azevedo & Aguado, 2013).

Classificação	Fácies comuns	Idades U-Pb
<b>Granitoides tardi a pós-D<sub>3</sub></b>	<ul style="list-style-type: none"><li>• Granitos biotíticos, biotito-moscovíticos e de duas micas por vezes porfiróides;</li><li>• Granitos essencialmente biotíticos frequentemente porfiróides;</li><li>• Gabros, dioritos, monzodioritos quártzicos e granodioritos.</li></ul>	310-290 Ma
<b>Granitoides sin-D<sub>3</sub></b>	<ul style="list-style-type: none"><li>• Leucogranitos e granitos de duas micas com deformação variável;</li><li>• Granodioritos e granitos biotíticos com deformação variável.</li></ul>	320-310 Ma
<b>Granitoides ante-Variscos</b>	<ul style="list-style-type: none"><li>• Granitoides do Proterozoico Superior ao Paleozoico Inferior (ortogneisses).</li></ul>	

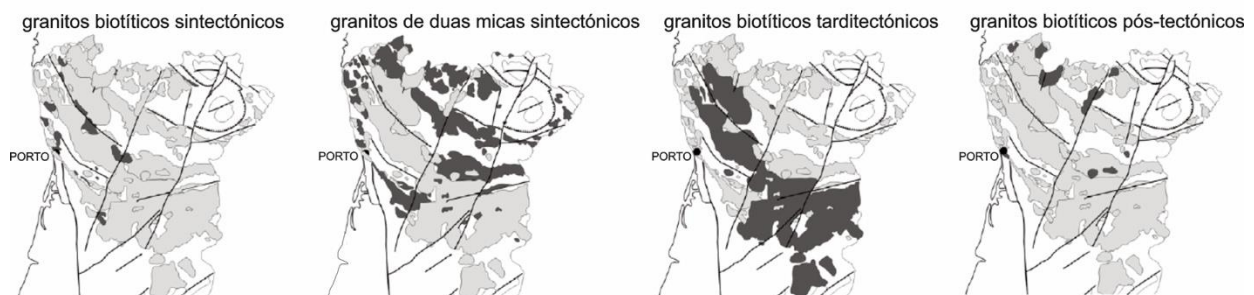


Figura 16 – Distribuição dos granitos sin, tardi e pós-tectónicos no Norte e Centro de Portugal (segundo Ribeiro *et al.* (1990) adaptado por Dias & Coke, 2006).

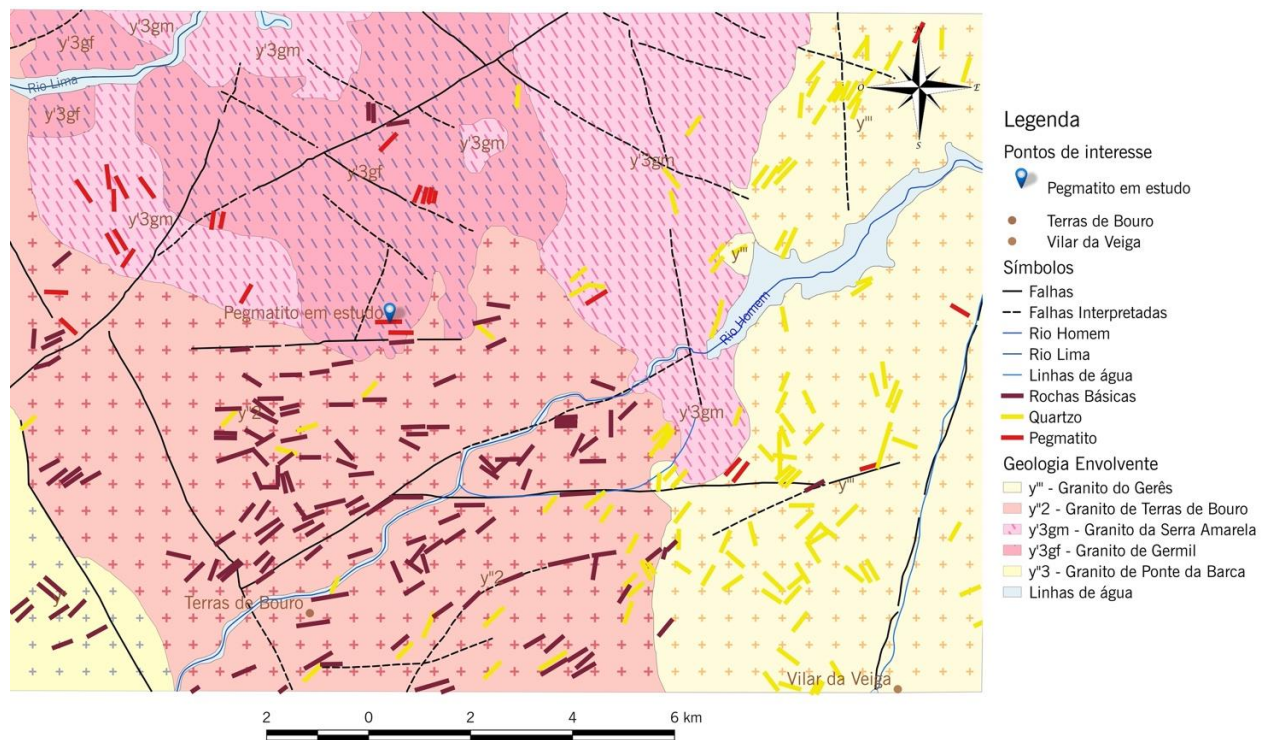
## 2.3 Enquadramento Geológico

O enquadramento geológico da área de estudo foi realizado a partir da informação patente na Folha 1 da Carta Geológica de Portugal na escala 1:200 000 (Pereira (coordenador), 1989) e na Folha 5B-Ponte da Barca da Carta Geológica de Portugal na escala 1:50 000 (Medeiros *et al.*, 1974).

## Enquadramento

O granito hospedeiro do pegmatito de Vergaço é um granito de grão fino a médio de duas micas sintectónico – Granito de Germil ( $y'3gf$ ), do tipo S, em que a ascensão magmática controlada pela tectónica favorece a fusão parcial hidratada de níveis mesocrustais (Silva, 2002). De acordo com o estudo realizado por Silva (2002), esta fácies é constituída essencialmente por microclina em geral pertítica, plagioclase, quartzo, biotite e moscovite, tem como acessórios zircão, apatite, rútilo em inclusões na biotite, esfena, andaluzite e silimanite. A implantação deste granito, segundo Dias & Coke (2006), foi condicionada pelo eixo fundamental Monção-Mondim-Murça-Moncorvo.

A geologia envolvente é composta, pelo granito da Serra Amarela ( $y'3gm$ ), também este sintectónico relativamente à terceira fase de deformação, pelo granito sin a tardi-tectónico de Terras de Bouro ( $y''2$ ) e pelos granitos pós-tectónicos de Ponte da Barca ( $y'''3$ ) e do Gêres ( $y''''$ ) (Figura 17).



Nome	Descrição	Símbolo
Granito da Serra Amarela	Granito de grão médio ou grosseiro de duas micas	$y'3gm$
Granito de Germil	Granito de grão fino a médio de duas micas	$y'3gf$
Granito de Ponte da Barca	Granito monzonítico, de grão médio, porfiróide, com duas micas essencialmente biotítico	$y'''$
Granito de Terras de Bouro	Granito porfiróide, de grão grosseiro, essencialmente biotítico - Série associada à zona de cisalhamento dúctil de Vigo-Régua	$y''2$
Granito do Gerês	Granito porfiróide, de grão grosseiro a médio, biotítico - Série tardia relativamente à fraturação frágil (tardi-hercínica)	$y''''$

Figura 17 – Enquadramento geológico do pegmatito de Vergaço, adaptado da Folha 1 da Carta Geológica de Portugal na escala 1:200 000 (Pereira (coordenador), 1989).

### 3. METODOLOGIA

O processo metodológico selecionado para a realização do presente estudo, compartimentou-se em três fases: amostragem; preparação de amostras; equipamentos, observações e análise. Cada uma destas fases seguiu protocolos cujo objetivo final é a identificação mineralógica e paragenética, a mineraloquímica das fases cristalinas e a organização estrutural interna das paragéneses.

#### 3.1 Amostragem

A seleção dos locais-chave para a recolha de amostras representativas da diversidade paragenética interna da bolsada pegmatítica intragranítica no desmorte principal é ilustrada na Figura 18. A recolha de amostras foi seletiva, guiada pela estrutura interna do pegmatito que esta esboçada na Figura 18.

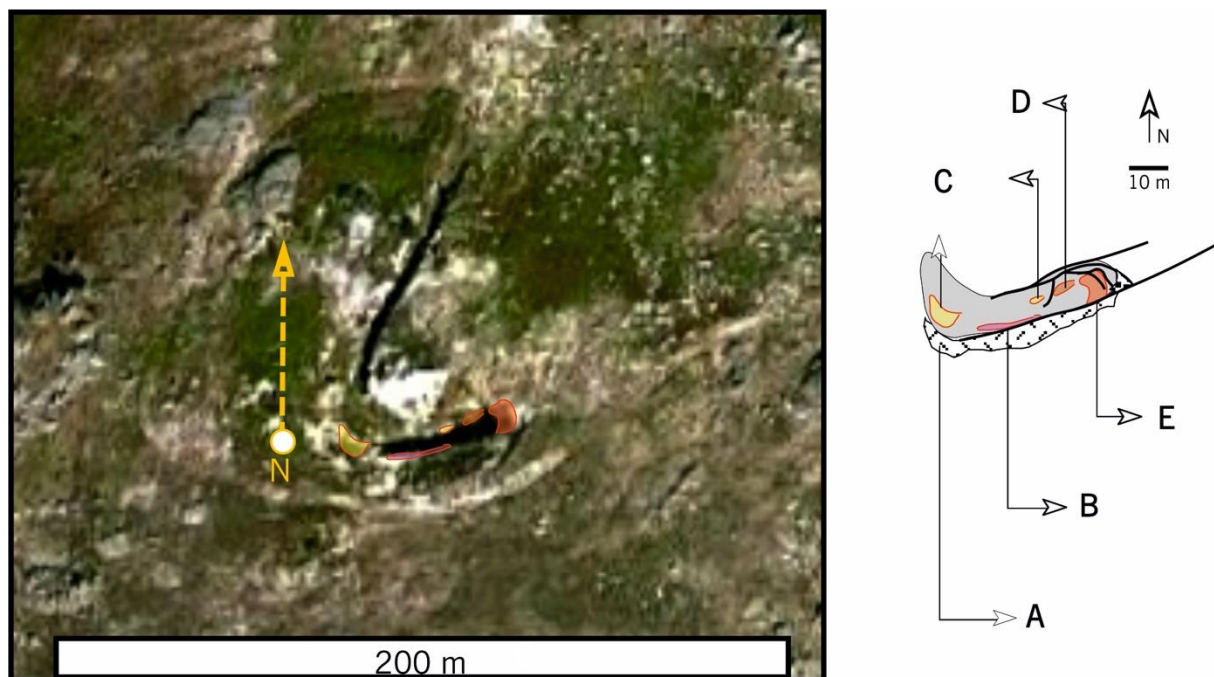


Figura 18 – Locais de amostragem: A - zona de bordadura granular grosseira com feldspato potássico e plagioclase caulinizada e alguma moscovite; B - zona intermédia com feldspatos em “comb” geminados em Baveno e Manebach; C - massa micácea com sulfuretos e vestígios de feldspatos; D - massa micácea com óxidos, sulfuretos e raros tungstatos; E - amostras colhidas em produtos de desagregação da frente E.

#### 3.2 Preparação de Amostras

As amostras recolhidas foram transportadas para o laboratório de preparação de amostras do Departamento de Ciências da Terra da Universidade do Minho, e aqui analisadas para inserção do protocolo analítico adequado, discriminado nas tabelas 6 e 7.

## Metodologia

Para recuperação de minerais densos, as amostras friáveis foram sujeitas ao processo de separação hidrográvica. Parte dos concentrados de minerais densos obtidos e a maioria das amostras de mão foram sujeitos à preparação de superfícies polidas.

Antes da impregnação com resina Epoxi, as amostras de mão foram cortadas de forma orientada para expor minerais e estruturas/texturas de interesse. Os grãos representativos dos concentrados foram colocados num molde para preparação de um provete de grãos polidos.

Também as amostras cortadas foram preparadas como superfícies polidas e algumas lâminas delgadas.

*Tabela 6 – Protocolo analítico definido para as paragêneses primárias*

<b>Paragêneses Primárias</b>	<b>Protocolo analítico</b>
<b>A</b>	<ul style="list-style-type: none"><li>❖ Feldspato<ul style="list-style-type: none"><li>➤ Difração de Rx</li></ul></li><li>❖ Albite<ul style="list-style-type: none"><li>➤ Difração de Rx</li></ul></li></ul>
<b>B</b>	<ul style="list-style-type: none"><li>❖ Feldspato<ul style="list-style-type: none"><li>➤ Difração de Rx</li></ul></li></ul>
<b>C</b>	<ul style="list-style-type: none"><li>❖ Massas micáceas<ul style="list-style-type: none"><li>➤ Recuperação de densos<ul style="list-style-type: none"><li>▪ Lupa binocular</li><li>▪ Superfícies polidas de concentrados</li></ul></li></ul></li><li>❖ Superfícies polidas de arsenopirite separadas manualmente</li></ul>



Tabela 7 – Protocolo analítico definido para as paragêneses secundárias

Paragênese Secundárias	Protocolo analítico
<b>D</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>❖ Sulfuretos                             <ul style="list-style-type: none"> <li>➤ Difração de Rx</li> <li>➤ Superfícies polidas de arsenopirite</li> </ul> </li> <li>❖ Massas Micáceas                             <ul style="list-style-type: none"> <li>➤ Difração de Rx</li> <li>➤ Recuperação de densos                                     <ul style="list-style-type: none"> <li>▪ Lupa binocular</li> <li>▪ Superfícies polidas de concentrados</li> </ul> </li> </ul> </li> <li>❖ Paragênese com tungstatos                             <ul style="list-style-type: none"> <li>➤ Superfícies polidas de amostras</li> <li>➤ Superfícies polidas de concentrados</li> </ul> </li> </ul>
<b>E</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>❖ Sulfuretos                             <ul style="list-style-type: none"> <li>➤ Superfícies polidas de amostras</li> </ul> </li> <li>❖ Massas micáceas                             <ul style="list-style-type: none"> <li>➤ Recuperação de densos                                     <ul style="list-style-type: none"> <li>▪ Difração de Rx</li> <li>▪ Lupa binocular</li> <li>▪ Superfícies polidas de concentrados</li> </ul> </li> </ul> </li> <li>❖ Paragênese com tungstatos                             <ul style="list-style-type: none"> <li>➤ Difração de Rx</li> <li>➤ Superfícies polidas de amostras</li> <li>➤ Superfícies polidas de concentrados</li> </ul> </li> </ul>

### 3.3 Equipamentos, Observação e Análise

Para identificação e seleção de grãos representativos dos concentrados de densos e individualização dos minerais de amostras de mão, recorreu-se ao microscópico ótico de luz difusa, também designado por lupa binocular ou microscópio estereográfico, sendo o Leica ZOOM 2000 Z45V o modelo utilizado. Esta

## Metodologia

forma de observação foi estruturante para a aplicação dos restantes métodos analíticos, operando ao nível da discriminação de fases, texturas de equilíbrio e estruturas de génese deformacional.

### **3.3.1 Difractometria de Raios X (DRX)**

Para identificação de minerais desconhecidos recorreu-se à difratometria sobre pós. O equipamento utilizado foi o difractor PHILIPS-PW1710, com ampola de Cu e monocromador de grafite, sob radiação  $K\alpha$  de 40kV e 30mA. Após preparação dos pós, estes foram analisados sobre um suporte de alumínio. A quantidade disponível de amostras e natureza das amostras esteve na origem da variação dos tempos e ângulos de aquisição da radiação difratada. A leitura de dados fez-se em graus entre  $2^\circ$  e  $70^\circ$  ( $2\theta$ ), com incrementos de  $0.02^\circ$ . Para tratamento de dados, identificação de fases e hierarquização do ajuste a fichas padrão, recorreu-se ao software X'Pert Graphics (Philips). Alguns difratogramas foram obtidos no intervalo  $2\theta = 29^\circ - 31^\circ$  para determinação da triclinicidade e ordenamento de feldspatos.

### **3.3.2 Microscópio Ótico de Luz Refletida (MOLR)**

A evolução da qualidade das superfícies polidas foi acompanhada com recurso ao microscópio ótico de luz refletida, o equipamento utilizado foi o modelo NIKON Eclipse E400 Pol, um microscópio de sistema misto, de luz refletida e de luz transmitida (MOLR / MOLT). Por outro lado, a observação das superfícies polidas, neste equipamento, permitiu discriminar mineralizações metálicas, texturas e intercrescimentos necessários à construção de quadros paragenéticos.

### **3.3.3 Microscópio Eletrónico de Varrimento (MEV)**

As análises em microscopia eletrónica, foram realizadas no Laboratório de Materiais sob responsabilidade do Grupo de Investigação 3B's – Biomateriais, Materiais Biodegradáveis e Biomiméticos da Universidade do Minho, sediada no Avepark – Parque de Ciência e Tecnologia SA (Caldas das Taipas, Guimarães), em equipamento de modelo JEOL – JSM 6010 LV. A utilização deste equipamento permitiu obter imagens de contraste composicional em eletrões retrodifundidos (MEV-ER); imagens a 3 dimensões, discriminando a topografia imputada a aglomerações e cristais individuais, em modo eletrões secundários (MEV-ES); por último obteve-se a composição semiquantitativa de pontos de análise química aplicando espectrometria de dispersão de raios X, na gama de 0 KeV a 15 KeV (MEV-DE). A combinação dos modos de observação MEV-ES, ER e DE, possibilitou a identificação de mineralizações, paragéneses, texturas, morfologias, zonamentos de fases individuais e associações paragenéticas.

### 3.3.4 Microsonda Eletrónica (MSE)

Foi no Laboratório Nacional de Energia e Geologia (LNEG), no polo de S. Mamede de Infesta, que se realizaram as análises em microsonda eletrónica. O equipamento utilizado foi Hyperprobe JEOL JXA-8500F Field Emission Gun EDS (SSD *type*), equipado com 5 espectrómetros por dispersão de comprimento de onda (WDS), 1 espectrómetro por dispersão de energia (EDS) e detetores de eletrões secundários (SE) e retrodifundidos (EBS). Para evitar eventuais efeitos da carga durante a análise, revestiram-se as amostras com filme de *sputtering* de carbono.

A energia dos feixes variou conforme os elementos analisados. Assim, para os silicatos e óxidos a energia do feixe de eletrões foi de 15 kV para uma corrente de 10 nA; para os sulfuretos foi de 20KV e uma corrente de 20 nA. O tempo de contagem para cada elemento foi de 20 s e o diâmetro de feixe utilizado foi de 1 µm para a maioria das análises, exceto para as micas onde se procedeu à desfocagem do feixe até aos 8 µm para impedir a migração dos elementos leves, como o F, e para os elementos que se pretendeu melhorar o limite de deteção.

Os padrões usados e riscas foram os seguintes: Fluorite (F K $\alpha$ ); Vanadinite (Cl K $\alpha$ ); Albite (Na K $\alpha$ ); Orthoclase (Al K $\alpha$ , Si K $\alpha$ , K K $\alpha$ ); Apatite (P K $\alpha$ , Ca K $\alpha$ ); MgO (Mg K $\alpha$ ); Barite (Ba K $\alpha$ ); Rb (REE Glass) (Rb L $\alpha$ ); Cs (REE Glass) (Cs L $\alpha$ ); Cassiterite (Sn L $\alpha$ ); MnTiO<sub>3</sub> (Mn K $\alpha$ , Ti K $\alpha$ ); Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Cr K $\alpha$ ); Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Fe K $\alpha$ ); U<sub>3</sub>O<sub>8</sub> (U M $\beta$ ); Esfalerite (Blenda) (Zn K $\alpha$ , S K $\alpha$ ); Pirite (S K $\alpha$ , Fe K $\alpha$ ); Galena (Pb M $\alpha$ ); Volastonite (Ca K $\alpha$ , Si K $\alpha$ ); AsGa (Y L $\alpha$  As L $\alpha$ ); ZrO<sub>2</sub> (Zr L $\alpha$ ); Au (M $\alpha$ ); Mo (L $\alpha$ ); Ni (K $\alpha$ ); Cu (K $\alpha$ ); AsGa(L $\alpha$ ); Ag (L $\alpha$ ); Co (K $\alpha$ ); Cd (L $\alpha$ ); Sb<sub>2</sub>S<sub>3</sub> (Sb L $\alpha$ ); Bi (M $\alpha$ ); Ta (M $\alpha$ ); Nb (L $\alpha$ ); Mo (L $\alpha$ ) e W (L $\alpha$ , M $\alpha$ ), SrTi O<sub>3</sub> (Sr K $\alpha$ ); HgS (Hg L $\alpha$ ); Au (Au M $\alpha$ ); InP (In L $\alpha$ ); Ge (Ge L $\alpha$ ); Bi<sub>2</sub>Se<sub>3</sub> (Se L $\alpha$ ).

Este método permitiu a discriminação de minerais, a determinação da composição quantitativa dos minerais e a sua variabilidade e o reconhecimento de texturas, morfologias e zonamento.

## 4. ANÁLISE ESTRUTURAL

O pegmatito de Vergaço, de acordo com Leal Gomes (2016) é um pegmatito intragranítico, acolhido num granito heterogéneo essencialmente biotítico a leucocrata (moscovítico) de grão fino com fenocristais (raramente granatífero). Situa-se numa junção de cisalhamentos tardi-Variscos com expressão regional. Apresenta morfologia em bolsada irregular. É zonado, com núcleo de quartzo volumoso, possuindo unidades de substituição e de fracturação (hidráulica), é considerado miarolítico, com apetência cerâmica do tipo 1 segundo a classificação de Ginsburg *et al.* (1979). Insere-se, no contexto da Província Hercínica (sector do NW Ibérico), no grupo de pegmatitos graníticos miarolíticos que se relacionam essencialmente com granitos tardi a pós-tectónicos relativamente à 3ª fase de deformação hercínica (Guimarães, 2012). A intrusão destes pegmatitos, resulta da interferência entre compressão regional D<sub>3</sub> Varisca e campos de tensões locais motivados pela implantação dos granitos (Leal Gomes & Lopes Nunes, 2003).

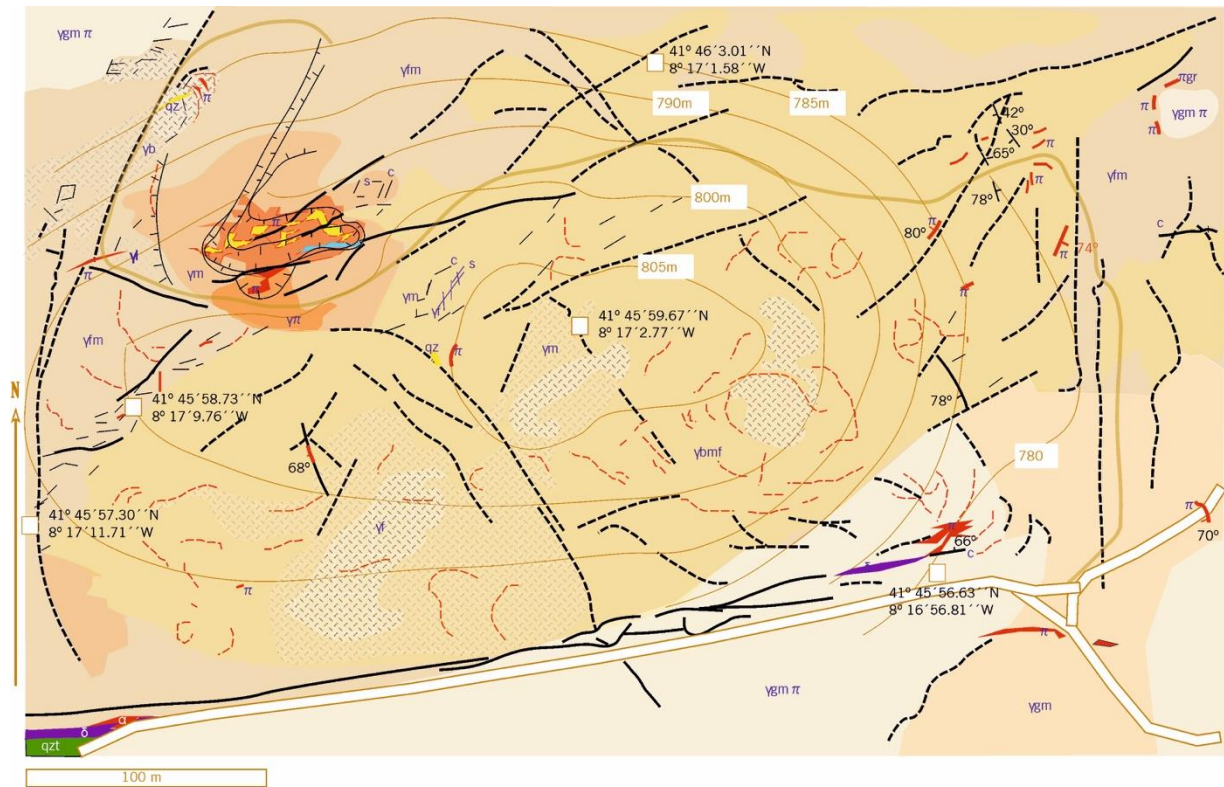
A análise estrutural do pegmatito de Vergaço incidiu no levantamento das principais geometrias internas (à escala macroscópica) e externas (megaescalares). Com recurso à cartografia de detalhe, e por interpretação cinemática procurou-se identificar os mecanismos formadores de estruturas e estabelecer um modelo de evolução para o corpo pegmatítico – funcionamento do aparelho pegmatítico e estruturas multiescalares relacionadas.

### 4.1 Cartografia

Os aspetos mais relevantes para a análise estrutural do pegmatito de Vergaço partem de uma implantação na Folha 1 da Carta Geológica de Portugal à escala 1:200 000 (Pereira (coordenador), 1989) e na Folha 5B-Ponte da Barca da Carta Geológica de Portugal à escala 1:50 000 (Medeiros *et al.*, 1974).

Os trabalhos de reconhecimento geológico, levantamentos e amostragem centraram-se na área contígua ao corpo pegmatítico e no seu interior, acessível pelos trabalhos de escavação mineira. Os resultados do levantamento geológico, estão expressos na minuta planimétrica detalhada da Figura 19 e no bloco de diagrama da Figura 20.

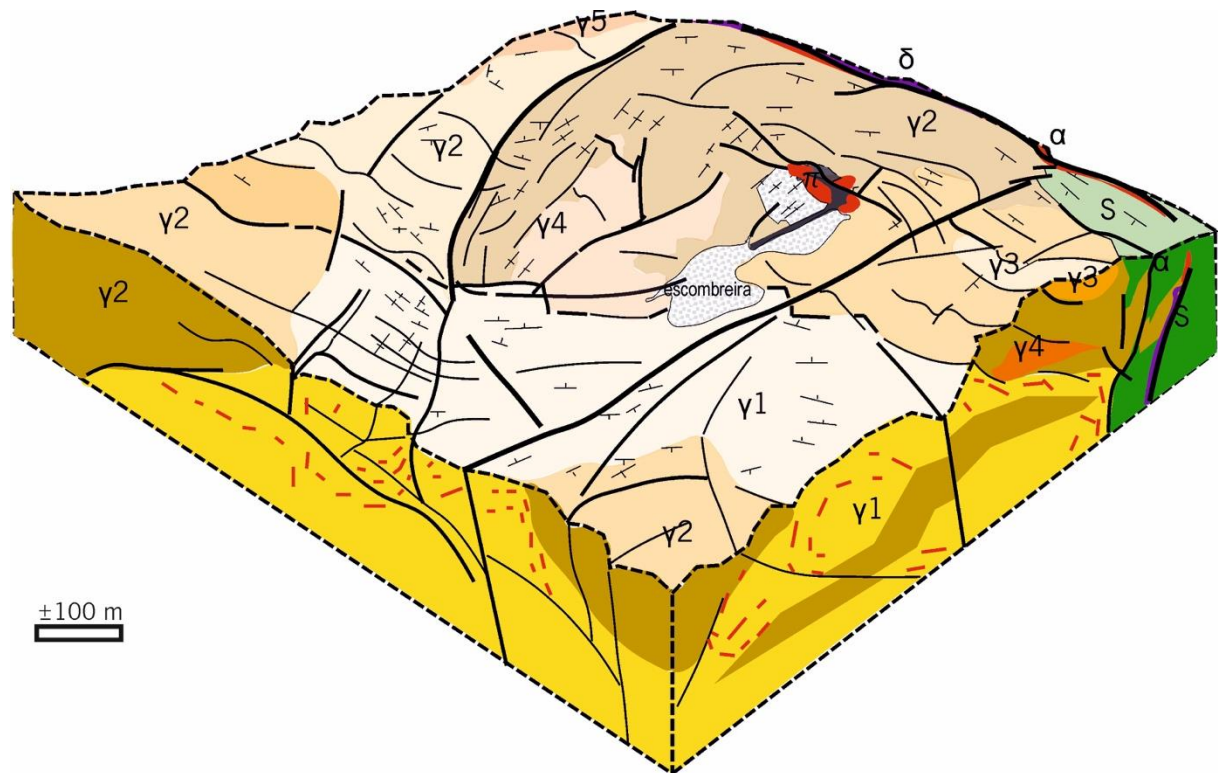
## Análise Estrutural



### Legenda

Ybmf	Granito biotítico de grão médio a fino	---	Filonetes de pegmatitos
Ym	Granito de grão médio com proporções variáveis de biotite e moscovite	---	Figuração de corpos pegmatíticos sem expressão a esta escala
Yπ	Granito porfíróide	—	Trajectória de falha verificada
Yl	Granito leucocrata	- - -	Trajectória de falha com indícios descontínuos
Ygmπ	Granito essencialmente biotítico com grão grosseiro a médio, porfíróide	c/s	Estruturas c/s de cisalhamento (superfícies complementares)
Yb	Granito biotítico		Taludes de corta mineira
Yfm	Granito de grão fino a médio		Taludes de escombreira
π	Pegmatito	—	Curvas de nível
πgr	Pegmatito granatífero	—	Estradas
α	Aplito	—	Caminhos
δ	Dolerito		
qzt	Quartzito - Silúrico		

Figura 19 – Carta de detalhe geológico da área envolvente ao pegmatito em estudo.



**Legenda**

- |  |   |
|--|---|
| Y1 Granito biotítico de grão médio a fino com esparsos fenocristais (Ybmf)       | S Quartzito - Silúrico  |
| Y2 Granito de grão médio com maior proporção de moscovite (Ym)                   | π Pegmatito   |
| Y3 Granito porfiróide com diferenciação pegmatóide difusa (Yπ)                   | α Aplito  |
| Y4 Granito de grão médio com maior proporção de biotite (Y'm)                    | δ Dolerito  |
| Y5 Granito essencialmente biotítico com grão grosseiro a médio porfiróide (Ygmπ) | — Foliações marcadas por biotite e/ou fenocristais de feldspato potássico |
|  | — Traçados de rupturas com deslocamento interpretado                      |
|  | — Traçados de rupturas sem deslocamento aparente                          |
|  | — Trajectórias de fluidalidades marcadas por fenocristais                 |

Figura 20 – Bloco de diagrama esquemático da área envolvente ao pegmatito em estudo.

## 4.2 Forma e Dimensão

Com recurso à cartografia de detalhe e à observação em campo, identificou-se, à megaescala, um grupo de pegmatitos intragraníticos, com forma de gota invertida – *turnip*, o que indica que a implantação por, *balloning*, tem um papel relevante, pelo menos na fase inicial da instalação do grupo de Vergaço, incluindo o corpo individual mais volumoso (Figura 21).

Guimarães & Leal Gomes (2010) relacionam dispositivos geométricos com a altura de instalação de bolsadas numa câmara magmática granítica. Guimarães (2012) e Leal Gomes & Lopes Nunes (2003) defendem que estes dispositivos ocorrem segundo uma organização estabelecida na heterogeneidade litológica das cúpulas graníticas.

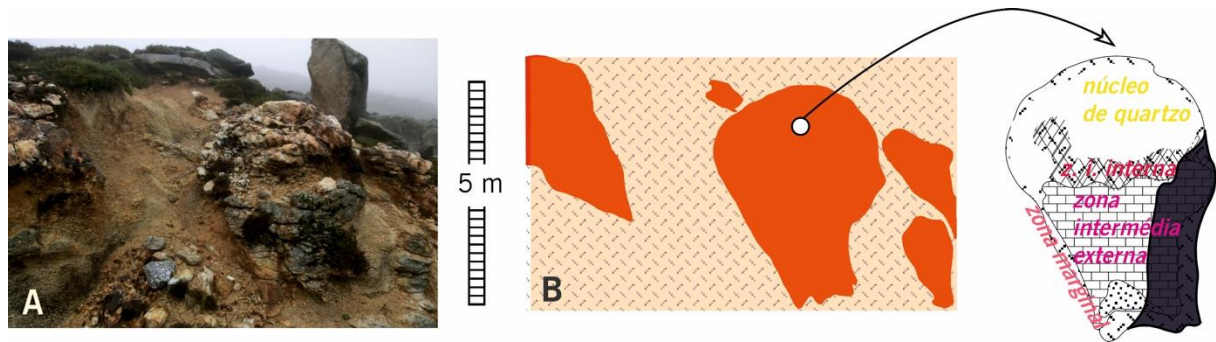


Figura 21 – Morfologia, morfoscopia e estruturas de implantação do grupo pegmatítico: A – implantação e fraccionação “in situ” primária – deduz-se da morfologia dos pegmatitos contíguos ao corpo principal de Vergaço; B – grupo de pegmatitos intragraníticos com forma de gota invertida – morfologia diapírica – segundo implantação por “balloning”, decorrente dos contrastes de viscosidade e densidade dos diferenciados magmáticos percussores.

A essa organização corresponde uma evolução cinemática com uma sequência de estádio de implantação cujas formas temporárias e metaestáveis, persistem no interior de algumas manchas graníticas do Norte de Portugal.

Observando o esquema representado na Figura 22, verifica-se que as geometrias com forma de gota invertida, ocorrem nas etapas iniciais do modelo de mobilização diapírica – *ballooning*, defendido por Brun (1981, 1983), Brun & Pons (1981) (ver capítulo 1.1).

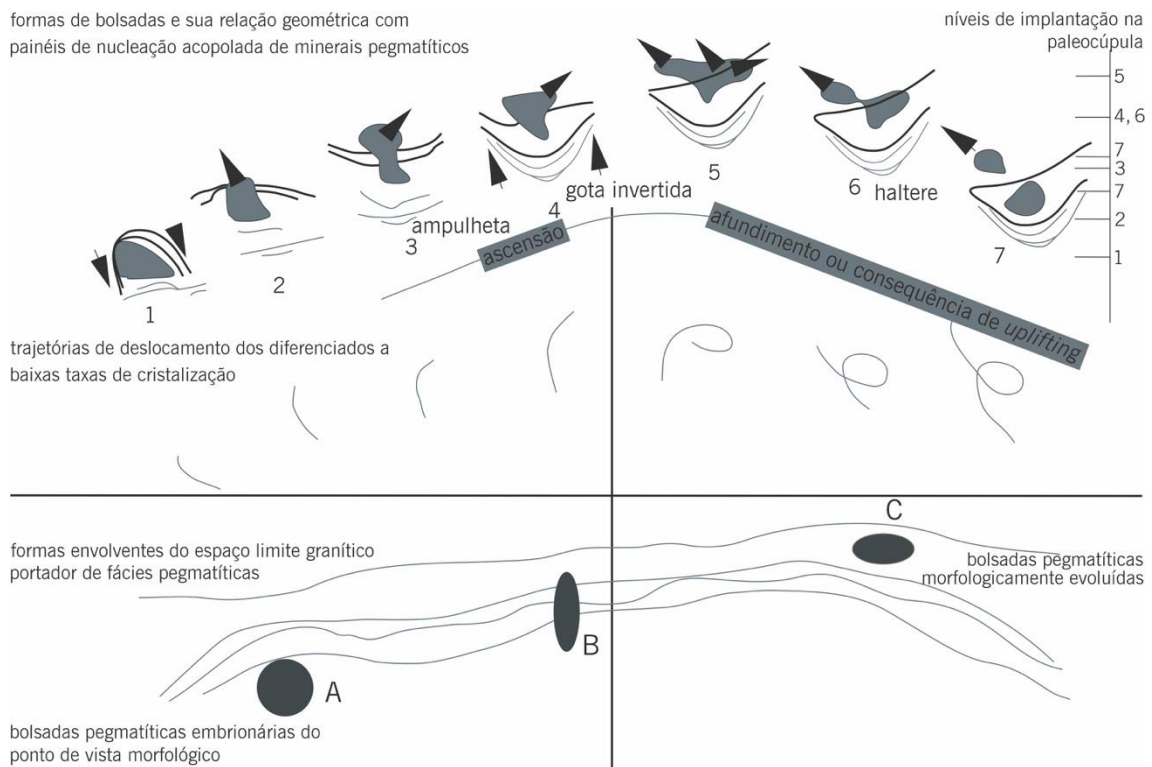


Figura 22 – Evolução morfológica observada num único conjunto de bolsadas pegmatíticas intragraníticas atribuíveis a um único sistema granítico residual – esquematização da cinemática de implantação (extraído de Leal Gomes & Lopes Nunes, 2003).

Dentro das etapas iniciais (Figura 22, atrás), estas geometrias acontecem quando o magma pegmatítico, durante a ascensão, atravessa os painéis de nucleação acoplada (faixas desenvolvidas abaixo da sobrecarga), que correspondem a barreiras na ascensão (Guimarães, 2012; Leal Gomes & Lopes Nunes, 2003) (estádio 4 da Figura 22, atrás).

No interior das câmaras graníticas, a cinemática da formação e evolução destes dispositivos, segundo Guimarães & Leal Gomes (2010), depende dos contrastes de viscosidade e densidade entre o magma granítico hospedeiro e os compósitos magma+fluido+cristais pegmatíticos. De acordo com Leal Gomes (1994) e Leal Gomes & Lopes Nunes (2003) são os processos de *mixing-mingling* - hibridização dos magmas graníticos, por mistura com magmas mais básicos, que potenciam a geração de magmas pegmatíticos. Estes processos explicam também a distribuição de bolsadas pegmatíticas com alinhamento condicionado a determinados corredores de proliferação de encaves microgranulares máficos (Guimarães, 2012).

Leal Gomes (2010) sustenta que a cartografia de fluidalidades magmáticas pode mostrar trajetos de ligação entre bolsadas e ao mesmo tempo revelar corredores de percolação preferencial condicionados pela topografia das cúpulas graníticas (Guimarães, 2012).

No caso do pegmatito em estudo, as fluidalidades planares e planolineares (Figura 23), definem interfaces entre tipos texturais graníticos diferentes e juntas magmáticas. A ocorrência de fluidalidades planolineares, pode ser considerada como indicador da existência de um meio de muita baixa viscosidade (Leal Gomes, 1994), afirmação esta, que é coerente com a argumentação de Leal Gomes & Lopes Nunes (2003), segundo a qual a cinemática de colocação das bolsadas intragraníticas, depende essencialmente de fluxo a baixa viscosidade – abaixo do estado de líquido Newtoniano. As fluidalidades marcam também o contacto gradacional do enraizamento do pegmatito de Vergaço no granito encaixante, em conjunto com a ocorrência de juntas magmáticas (Figura 23). Estas estruturas atestam a ligação genética entre o pegmatito e granito, sugerindo o carácter comagmático (por cristalização fraccionada) da transição composicional (Leal Gomes, 1994).

Guimarães (2012) evidência no seu trabalho a importância dos processos de delaminação peri-granítica na instalação de pegmatitos intragraníticos, discriminando-o nas seguintes etapas:

- escape de magma através das rochas contíguas;
- relaxação interna na cúpula dos plutonitos (resultado da etapa anterior);
- ascensão (possivelmente helicoidal);
- instalação de pegmatitos com formas irregulares e tabulares;
- colapso por relaxação de cúpula (ocasionalmente);



- diferenciação interna (como resposta a um gradiente termo-gravítico).

Černý (1982), com base nas propriedades dos diferenciados e nas suas relações de contacto com a rocha encaixante, adota que a maioria dos pegmatitos intragraníticos e os granitos envolventes estavam num estado fluido durante a intrusão e que a cristalização ocorre *in situ*.

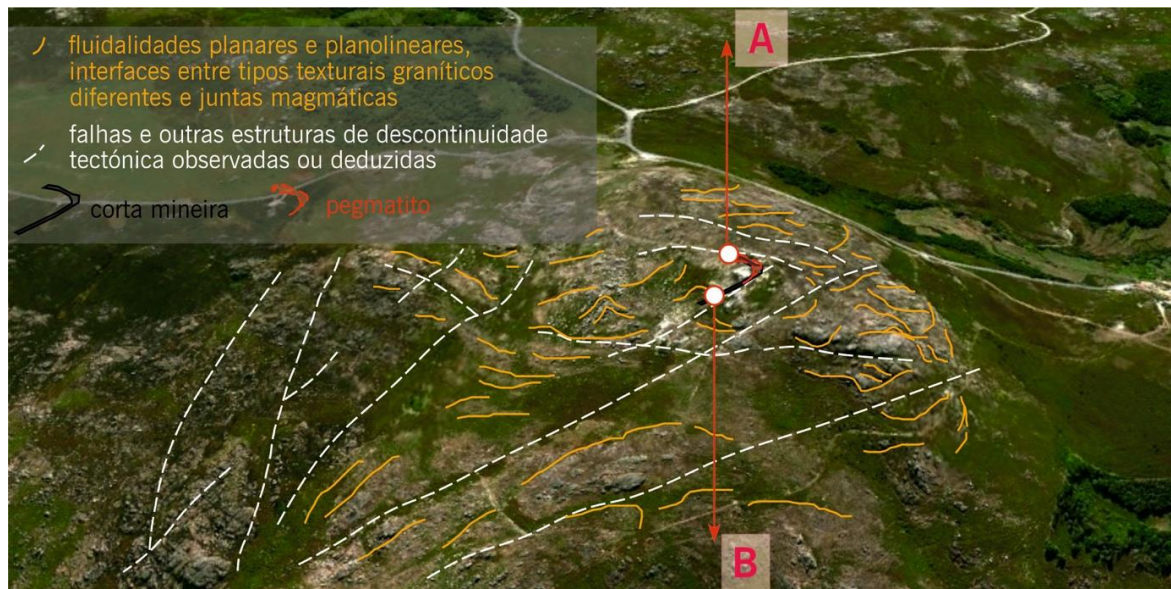


Figura 23 – Cartografia das fluidalidades planares e planolineares.

### 4.3 Estrutura Interna

Através da análise geométrica detalhada, verificou-se a existência de uma maior diversidade de estruturas secundárias, essencialmente resultantes de metassomatismo, precipitação hidrotermal e deformação sobrepostas tanto no pegmatito como no granito contíguo (Figura 25). As estruturas primárias, indicadores de evolução interna primordial, caracterizam-se pela ocorrência de zonalidade (Figura 21, atrás) (caso do corpo pegmatítico principal) e estruturas *comb* (exemplo dos feldspatos em *comb* geminados em Baveno e Manebach na frente Oeste de desmonte (Figura 24), que se ilustram na Figura 27). Estas estruturas primárias são típicas de pegmatitos heterogéneos (Cameron *et al.*, 1949) e resultam de diferenciação e cristalização *in situ*.

Segundo Leal Gomes (1994) um processo genético, tal como o metassomatismo ou a deformação, é sobreposta, quando atua sobre corpos em que a cristalização primária está concluída.

Neste caso, o regime de deformação do campo total (pegmatito + encaixante), varia de dúctil-frágil a frágil. A deformação sobreposta é essencialmente transcorrente, manifestando-se através de superfícies, alinhamentos e corredores de cisalhamento (Figura 26). Estas estruturas expressam dispositivos internos característicos, como minerais secundários metassomáticos e/ou enchimentos tardios, que se situam

## Análise Estrutural

próximos dos contactos (superfícies de deslocamento preferencial), internamente nas massas de greisenização ou no encaixante (Leal Gomes, 1994). Os dispositivos secundários identificados, relacionam-se com a deformação regional (corredores e zonas de cisalhamento) e com o desequilíbrio físico – brechificação resultante de fracturação hidrotermal (pressão hidrotermal > pressão confinante) com precipitação em condições pneumatolíticas (aceção de Niggli (1920)). Procurou-se relacionar estes dispositivos com os episódios de deformação e caracterizar texturas resultantes, de forma a expor o proposto dividiu-se a análise de dispositivos por frentes de observação (esquematzadas na Figura 24).



Figura 24 – Delimitação das frentes de desmonte e observação do pegmatito de Vergaço.

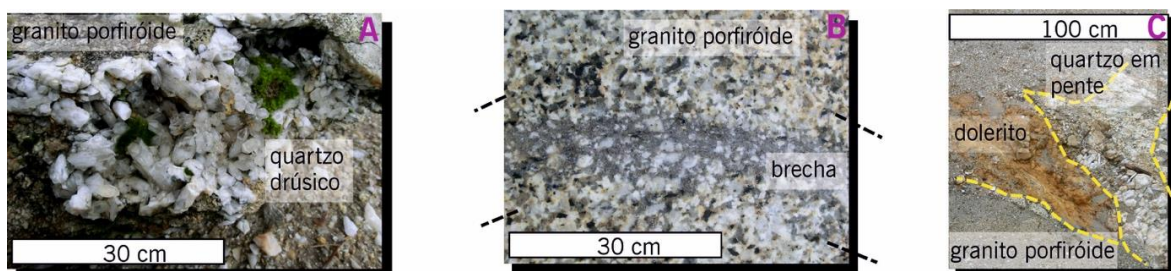


Figura 25 – Estruturas de diferenciação sobrepostas em granito e pegmatito: A - Bolsada pegmatítica com núcleo miarolítico gerado por precipitações hidrotermais de quartzo; B - Faixa de brechificação com clastos de microclina e quartzo e matriz de lepidolite – brechificação e selagem hidrotermal; C - Faixa com texturas de brechificação, deformacionais e hidrotermais polifásicas.



*Figura 26 – Manifestação de deformação sobreposta transcorrente na frente oeste do desmonte onde se observa o pegmatito. A tracejado estão delimitadas as zonas primárias através das suas fronteiras paragenéticas e em tracejado mais fino indica-se uma estrutura de desligamento que opera nessas fronteiras e também veicula metassomatismo das unidades feldspáticas.*

É na área, designada por frente Oeste, que o contacto gradacional entre o pegmatito de Vergaço e granito encaixante é mais visível. Alguns dos estádios de evolução paragenética e de fraccionação, encontram-se aqui bem evidenciados, na transição entre zona intermédia e núcleo, com alguns crescimentos de feldspatos em *comb* (geminados em Baveno e Manebach) na zona intermédia (Figura 27).

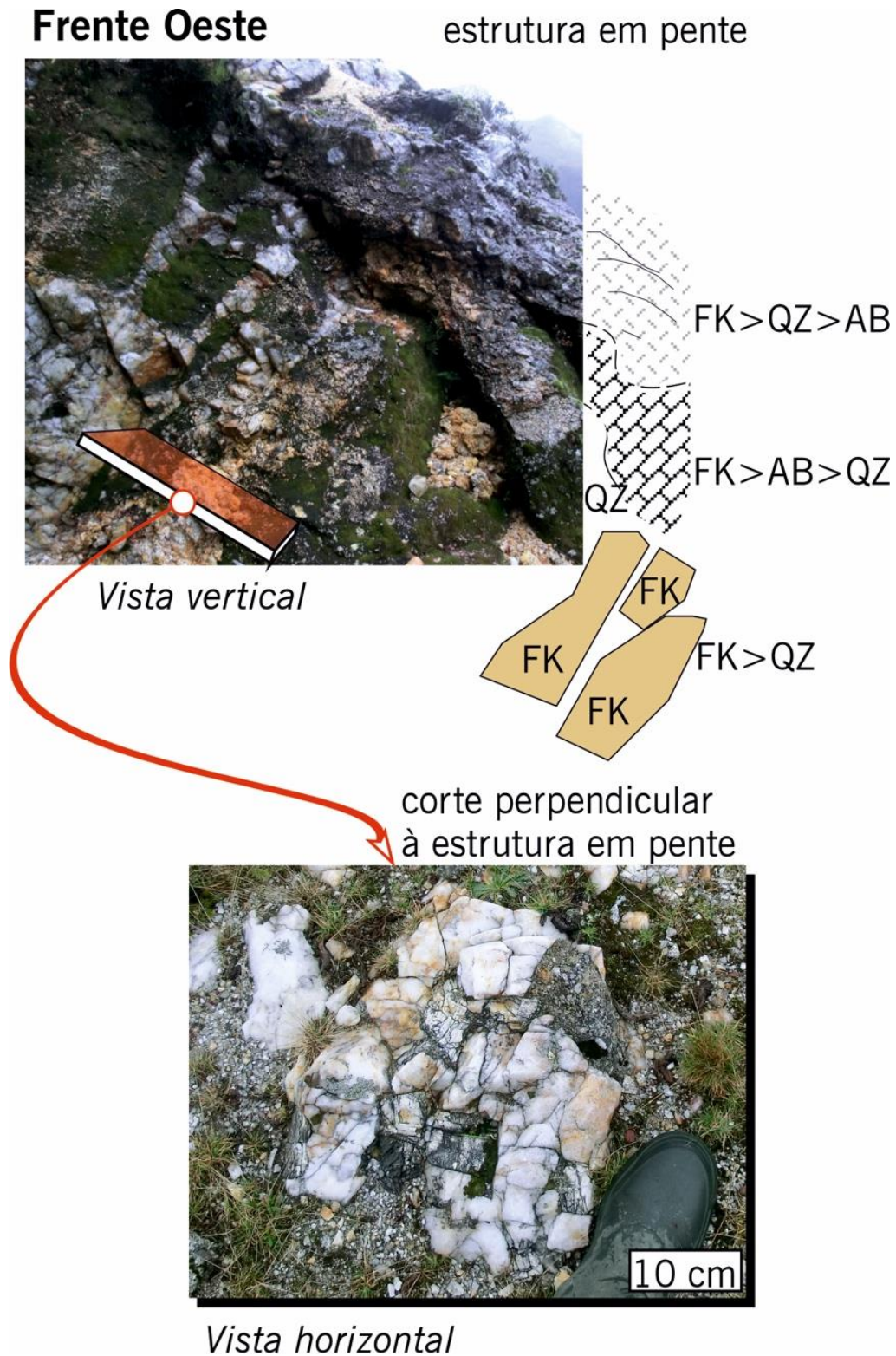


Figura 27 – Estruturas em pente (comb) marcadas por geminados de feldspato perítico na zona intermédia da frente oeste.

A imagem da Figura 28 é considerada como uma relação estrutural típica entre estrutura heterogénea precoce e unidades de substituição tardias. Próximo do local onde foi obtida esta imagem, observam-se alguns intercrescimentos de mineralizações de As, S, Fe, Bi no núcleo do quartzo (Figura 29).

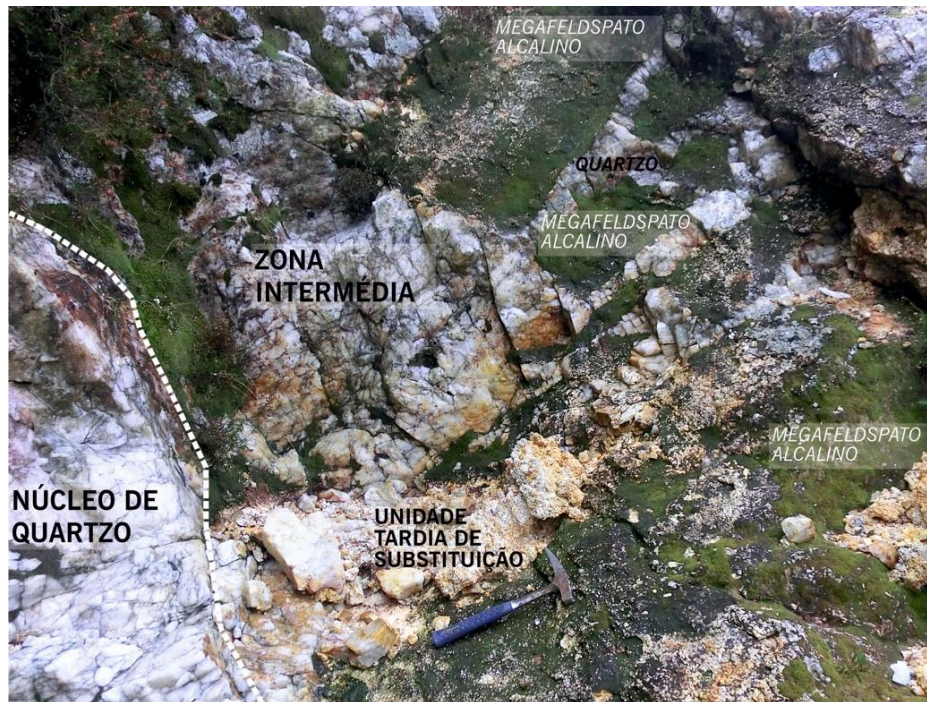


Figura 28 – Estrutura heterogênea de referência - transição entre zona intermédia e núcleo (fronteira a tracejado) e presença de uma unidade tardia na zona intermédia (unidade de substituição).

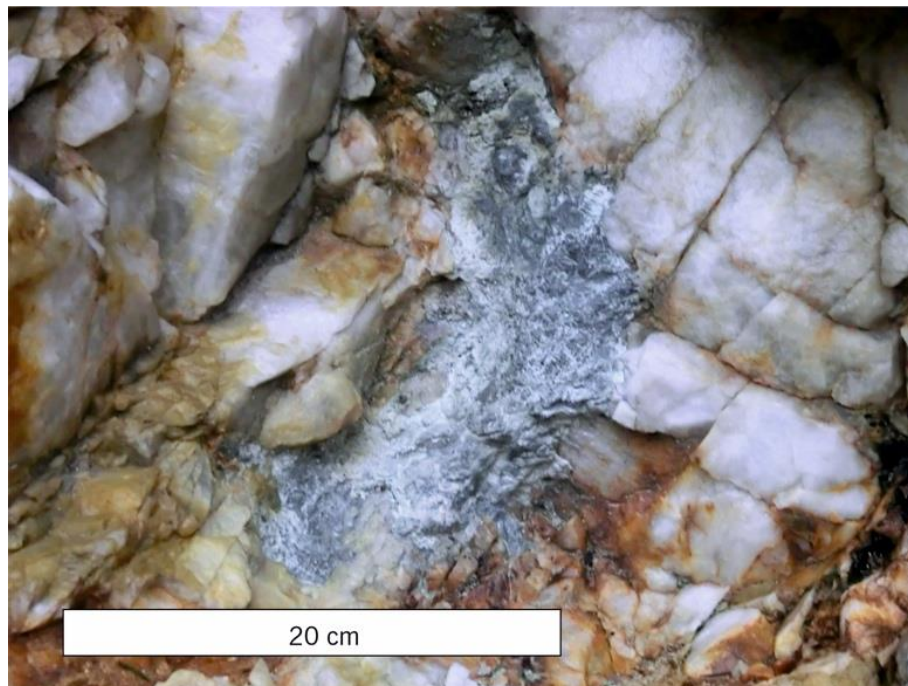


Figura 29 – Aspeto macroscópico de pormenor relativo à paragênese das mineralizações, As, S, Fe, Bi, intercrescidas com quartzo do núcleo. NOTA: A associação primária era essencialmente constituída por arsenopirite que agora se apresenta profundamente alterada para escorodite e outros minerais secundários de deformação supergênica.

Na frente Este do desmonte (Figura 30), algumas das estruturas identificadas relacionam-se intimamente com deformação por cisalhamento, outras resultam de reações metassomáticas controladas pela fracturação hidráulica e manifestações locais de deformação regional.

Observam-se aqui estruturas zonais primitivas com deslocamento cisalhante tardio na interface entra a zona intermédia e o núcleo e estruturas decorrentes de sulfidização precoce (metassomatismo) – intersticial, marcadas por texturas vacuolares na fácies pegmatítica granular (dissolução e corrosão da unidade periférica do núcleo) e alojamentos intersectais de {001} das micas e eixos c de quartzo (unidade peri-nuclear) (Figura 30 e Figura 31).

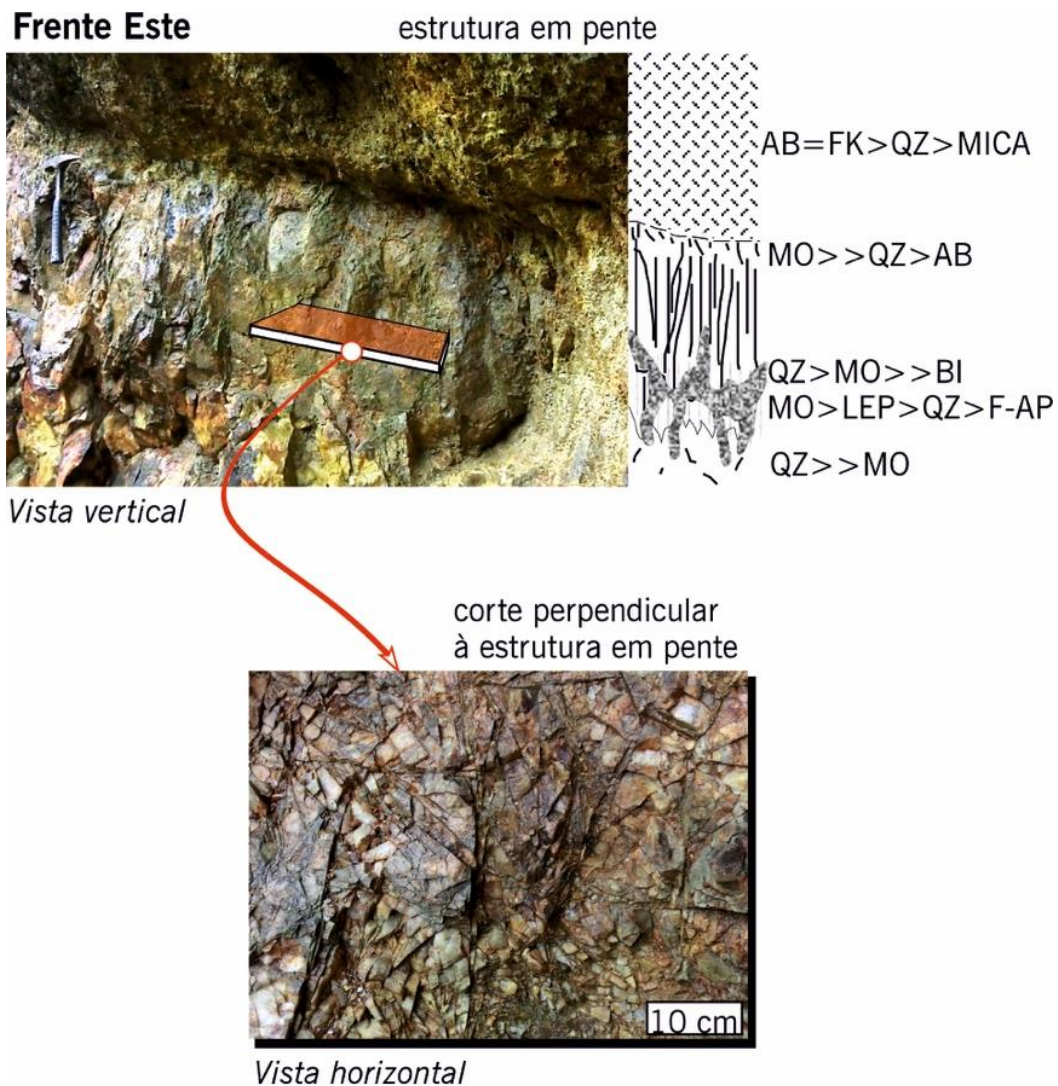


Figura 30 – Estrutura em pente (comb) na zona intermédia da frente este. NOTA: em continuidade lateral podem surgir arranjos intersectais de pirite, bem ilustrados numa imagem que corresponde a um corte ortogonal – o carácter intersectal é mais marcado.

Na zona periférica do núcleo quartzoso, na frente Noroeste do desmorte, observa-se uma unidade com mineralização em tungsténio (Figura 32).



Figura 31 – Estrutura decorrente de sulfidização precoce – intersticial.

Aqui a deformação regional e a fracturação hidrotermal encontram-se evidenciadas por estruturas decorrentes de precipitação de sulfuretos precoces em microssítios dilatacionais associados a cisalhamentos que acolhem aqueles minerais (Figura 33). Nas Figura 34 Figura 35 observam-se estruturas decorrentes de oxidação precoce – pós-cataclástica e estruturas de re-equilíbrio greisenoso com sulfidização associada (Figura 36).

**Frente Nordeste**

Unidade com mineralização de tungsténio - periferia do núcleo quartzoso

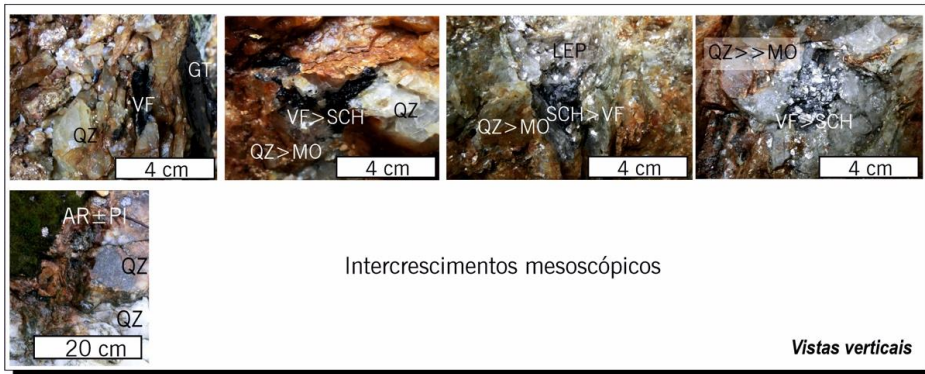
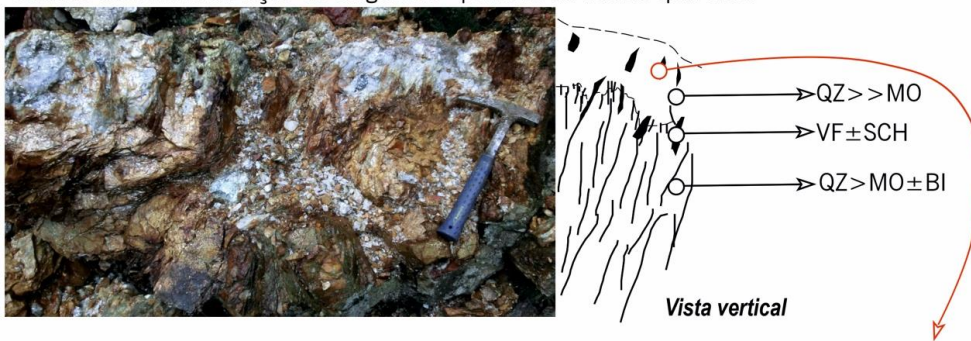


Figura 32 – Intercrescimentos mesoscópicos na unidade com mineralização em tungsténio.

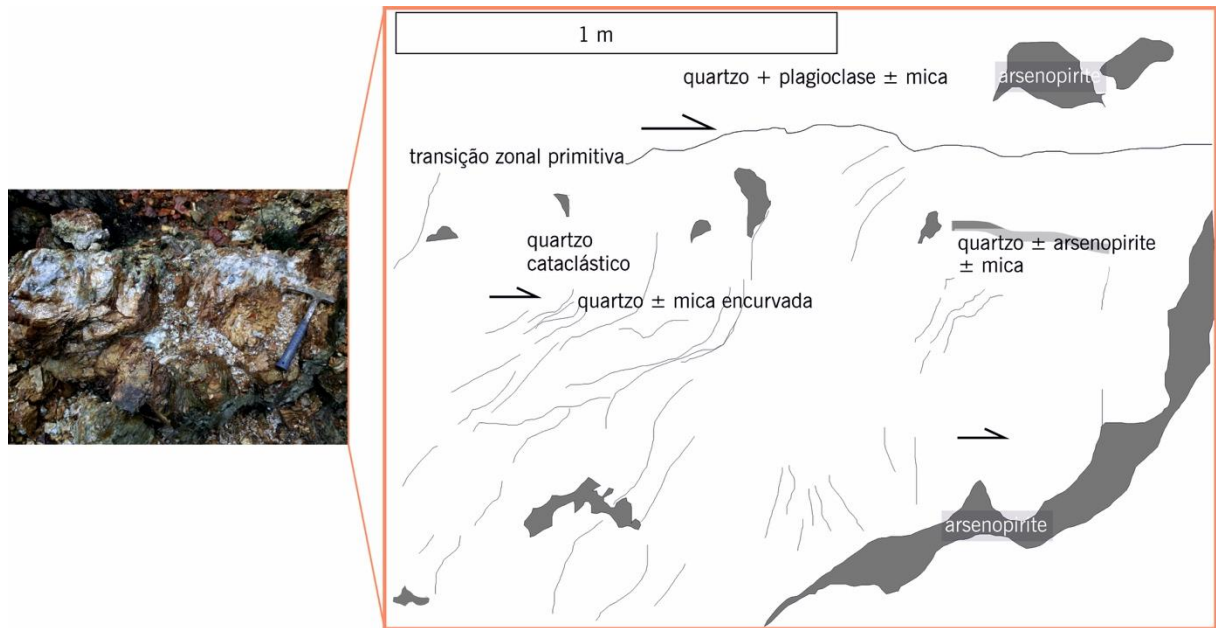


Figura 33 – Estrutura decorrente de precipitação de sulfuretos precoce em microssítios dilatacionais associados a cisalhamentos.

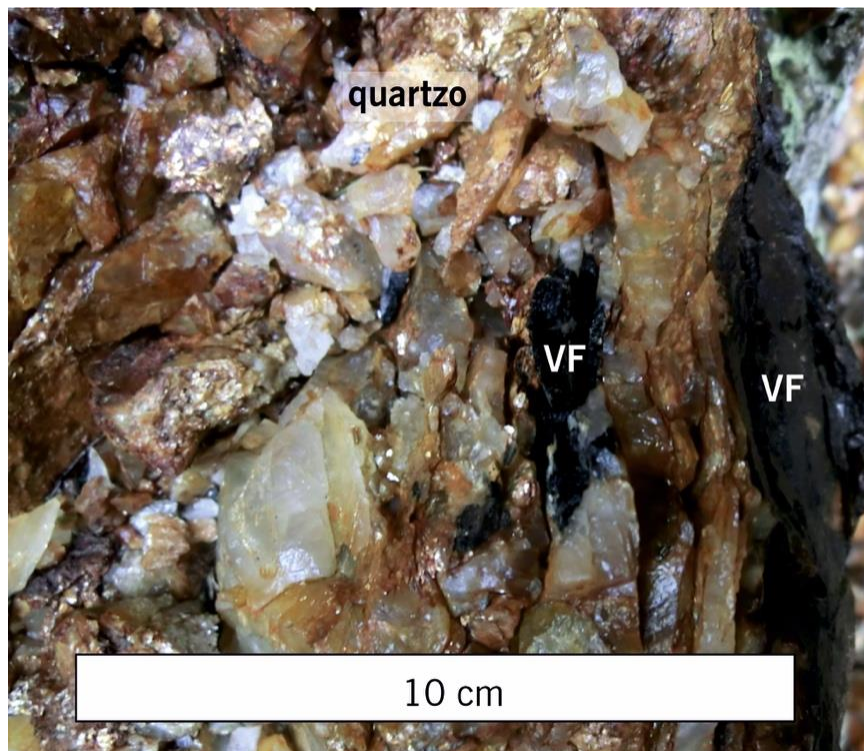


Figura 34 – Estrutura decorrente de oxidação precoce, pós – cataclástica. Estado paragenético oxidativo em que o quartzo cataclástico sujeito a dilatação recristaliza e acolhe a cristalização de volframite (VF)



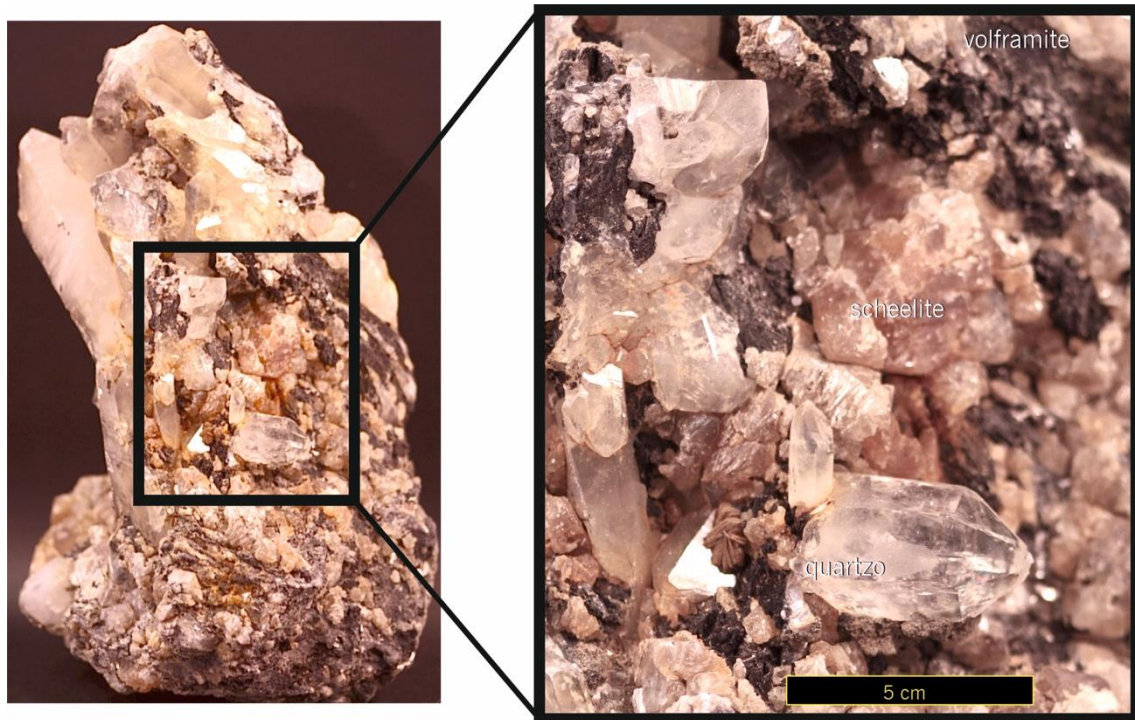


Figura 35 – Associação mineralógica própria do estado oxidativo precoce, pós – cataclástica. Amostra extraída durante a exploração do pegmatito e agora na posse do Museu Nacional de História Natural e da Ciência.

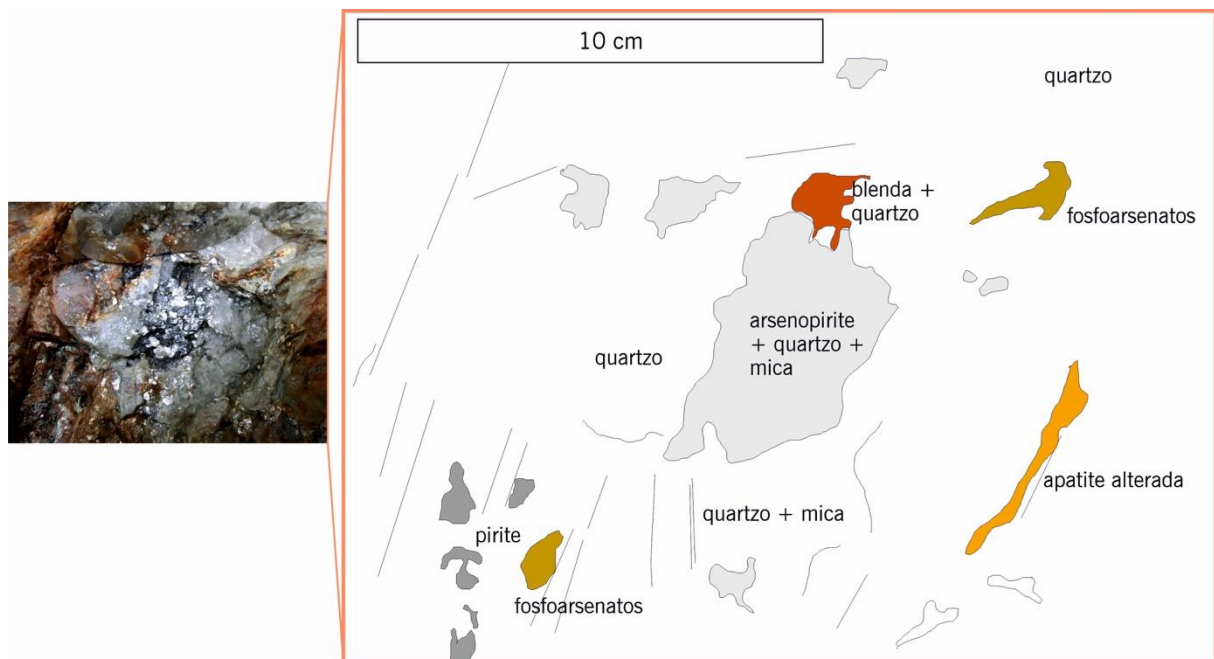


Figura 36 – Imagem e análise geométrica das estruturas e paragéneses de re-equilíbrio greisenoso com sulfidização associada – estado sulfuretado tardio

## 5. PARAGÉNESES

As especializações LCT e NYF dos pegmatitos Variscos Portugueses (expressas em elementos e minerais) podem ser consideradas como assinaturas do controlo tectónico da sua implantação e da filiação (Leal Gomes, 2005). A assinatura do pegmatito de Vergaço, é considerada como intermédia a tardia relativamente a D3. . O pegmatito principal do ponto de vista tipológico pode ser incluído no tipo híbrido LCT – NYF.

No entanto a paragénese Bi-Ti-W, de acordo com Leal Gomes (2016), é invulgar para o contexto dos pegmatitos intragraníticos. As associações mineralógicas atribuídas às diversas fases de estruturação interna, refletem a especialização atípica deste pegmatito.

Os resultados do estudo mineralógico e minerquímico aplicam este carácter geoquímico insólito e também sugerem peculiaridades de evolução paragenéticas (condições de implantação, formação e fraccionação) que do ponto de vista conceptual e mesmo tipológico podem isolar este corpo dos outros de cariz híbrido, intragranítico.

### 5.1 Associações Mineralógicas de Cada Unidade Constituinte

As associações mineralógicas expressas nas unidades mais tardias de um pegmatito heterogéneo relacionam-se com especificidades composicionais herdadas dos magmas graníticos percursores (Leal Gomes & Lopes Nunes, 2003).

A análise estrutural do corpo pegmatítico total – incluindo estruturas contíguas e internas, através de variações de texturas e granulometrias e da abundância mineralógica, revelou uma zonalidade interna bem marcada, fazendo sentido a descrição das associações mineralógicas distribuídas pelas diferentes unidades tipozonais, primárias e metassomáticas.

#### 5.1.1 Unidades Primárias

##### Zona Externa

Esta unidade caracteriza a transição para a rocha encaixante com granularidade mais grosseira e feição leucocrata, (granito grosseiro de duas micas, tendencialmente, porfiróide). A unidade comporta os minerais essenciais, quartzo, pertite, microclina, albite, biotite e moscovite e minerais acessórios: zircão e ilmenite. Observam-se intercrescimentos por exsolução de albite em ortoclase e/ou microclina, por vezes mais extensivas do que as que podem ser atribuídas a simples pertitização.

### **Zona Marginal (ou Bordadura)**

Unidade aplítica a pegmatítica micácea raramente gráfica, que envolve o pegmatito e o individualiza da rocha hospedeira. Embora não seja uma unidade muito desenvolvida, característica que Silva (2002) considera típica de corpos que se instalam em ambiente intragranítico e sem contraste térmico com o encaixante (que também pode ser o granito parental), verifica-se um aumento da granularidade dos cristais: feldspatos alcalinos, quartzo e micas.

### **Zona Intermédia**

É uma zona pouco volumosa e distribuída irregularmente, com crescimento em *comb* de grandes cristais de microclina + ortoclase peritíticas no seio de quartzo maciço nuclear. Em menos quantidade ocorrem minerais tais como moscovite, flúor-apatite e ilmenite.

### **Núcleo de Quartzo**

É constituído essencialmente por quartzo leitoso abundante, mas contém associada biotite, moscovite e, como acessórios, flúor-apatite e zircão. O núcleo observa-se fraturado e intruído por pegmatóides de grão fino com sulfuretos precoces – arsenopirite, pirrotite e lollingite. Verifica-se também a ocorrência de raras e pequenas cavidades miarolíticas.

## **5.1.2 Unidades Tardias**

### **Unidade de Transição**

É uma unidade periférica, ocorre na interface da zona intermédia com o núcleo, por resultado do desequilíbrio dinâmico de transição associado a cisalhamento. Essencialmente é composta por quartzo e massas micáceas (com duas micas) intersectais no seio do quartzo. É nestas massas de quartzo, fraturadas com figuras de corrosão, penetração e incrustações micáceas, que se observam, disseminadas, as mineralizações de W e Bi. O W como scheelite ocorre associado ao rútilo em micas, possivelmente litínicas, o Bi nativo ocorre relacionado com arsenopirite e nela disseminado (Figura 37).

### **Quartzo Venular**

Unidades venulares constituídas por massas quartzosas nucleares, heterogéneas, com incrustações de mica – flogopite e paragonite/margarite, tungstato – ferberite e scheelite e sulfuretos – arsenopirite e pirite.

### **Brechas Hidrotermais**

Brecha hidrotermal, de feição disruptiva com cavidades ocasionais e com clastos de quartzo e microclina e massa aglutinante de clorite microcristalina e calcedónia (Figura 8, atrás).

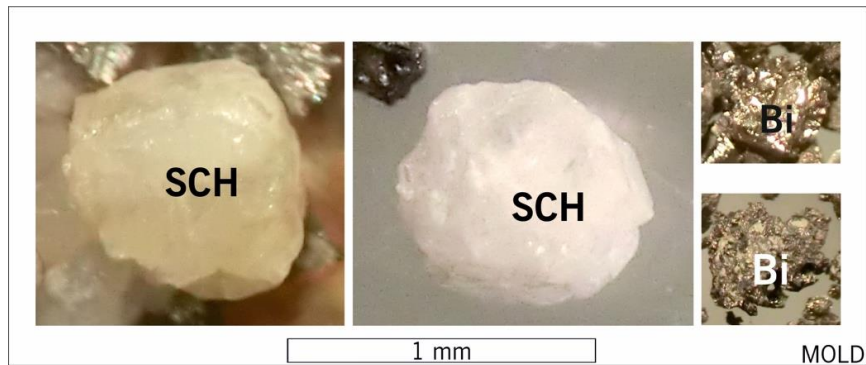


Figura 37 – Mineralizações disseminadas de W e Bi que foram extraídas por concentração em meio denso a partir de paragéneses tardias. Simbologia mineralógica: SCH – scheelite; Bi – Bismuto nativo.

### Massas de Substituição

As unidades de substituição mais volumosas são micáceas e greisenosas apresentando flúor-apatite e mineralizações de Ti, Nb, Ta, W e As (Figura 38 e Figura 39). Em zonas mais periféricas, ocorrem unidades de substituição micácea/argílica com abundância de sulfuretos e sulfossais de Bi, Ag e Pb (Figura 40) – a moscovitização é acompanhada de argilização e sulfidização.

### Paragéneses Supergênicas

No decurso de meteorização oxidativa, a associação mineralógica dominante é constituída por escorodite ± goethite, incluindo mais raramente a arsenobismite, bismutite e roselite (Figura 41).

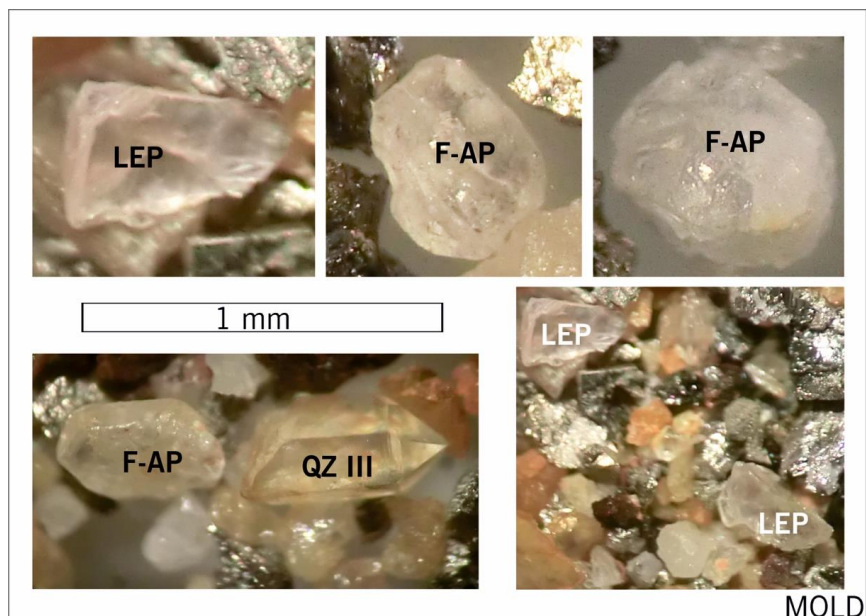


Figura 38 – Fosfatos e silicatos. Simbologia mineralógica: F-AP – flúor-apatite; QZ III – terceira geração de quartzo identificada e distinguida pela textura; LEP - lepidolite e outras micas de Li, séries polilitonite e trillitionite.

## Paragéneses

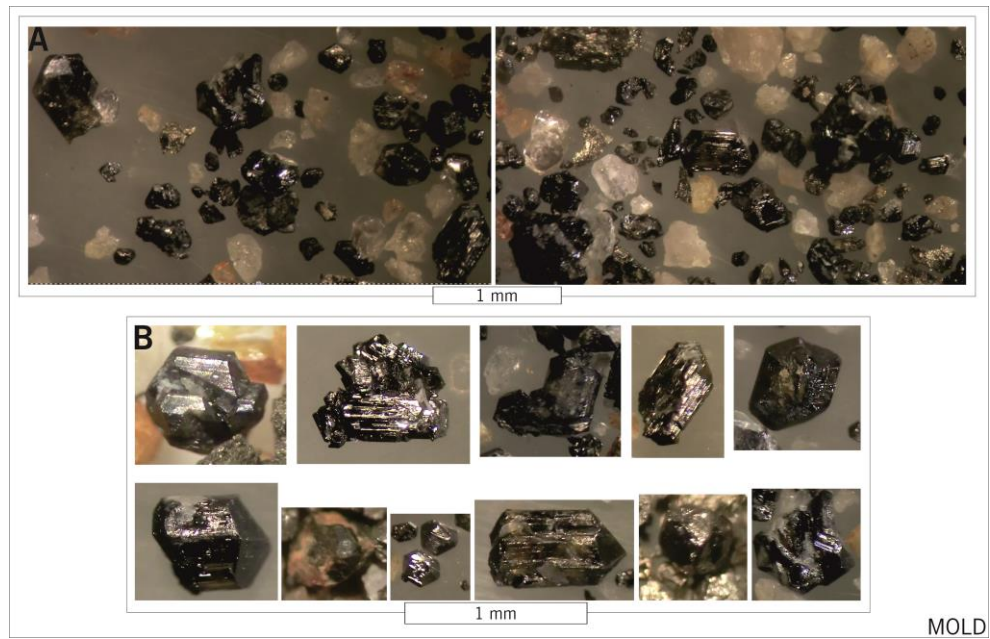


Figura 39 – Aspeto dos concentrados de minerais densos extraídos das unidades micáceas (A) e de alguns grãos automórficos individualizados em que a fase rútilo é predominante (B).

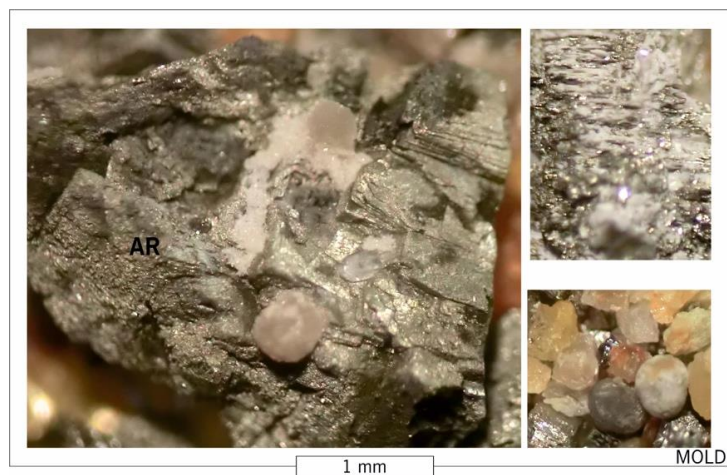


Figura 40 – Produtos de oxidação dos sulfuretos e sulfossais de Pb, Bi, Ag no seio da arsenopirite maciça – as esférulas e corpos laminares são arsenatos, arsenosulfatos e óxidos de Bi e As. Imagens obtidas em microscopia estereoscópica (luz difusa) (MOLD).

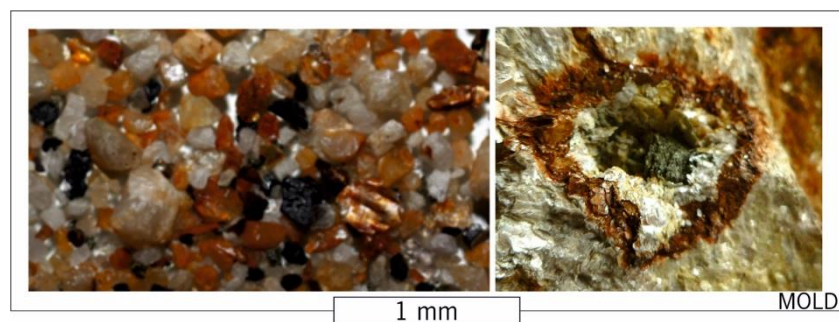


Figura 41 – Exemplo de intercrescimento peculiar produzido por alteração supergênica: roselite no agregado central (A) do arranjo aureolar produzido por lixiviação/deposição (B).

### 5.1.3 Modelo de Zonalidade

A correspondência entre associações mineralógicas e unidades internas, em conjunto com a análise estrutural, permitiram, esquematizar um modelo de delimitação espacial de cada unidade discriminada, que se encontra exposto na Figura 42.

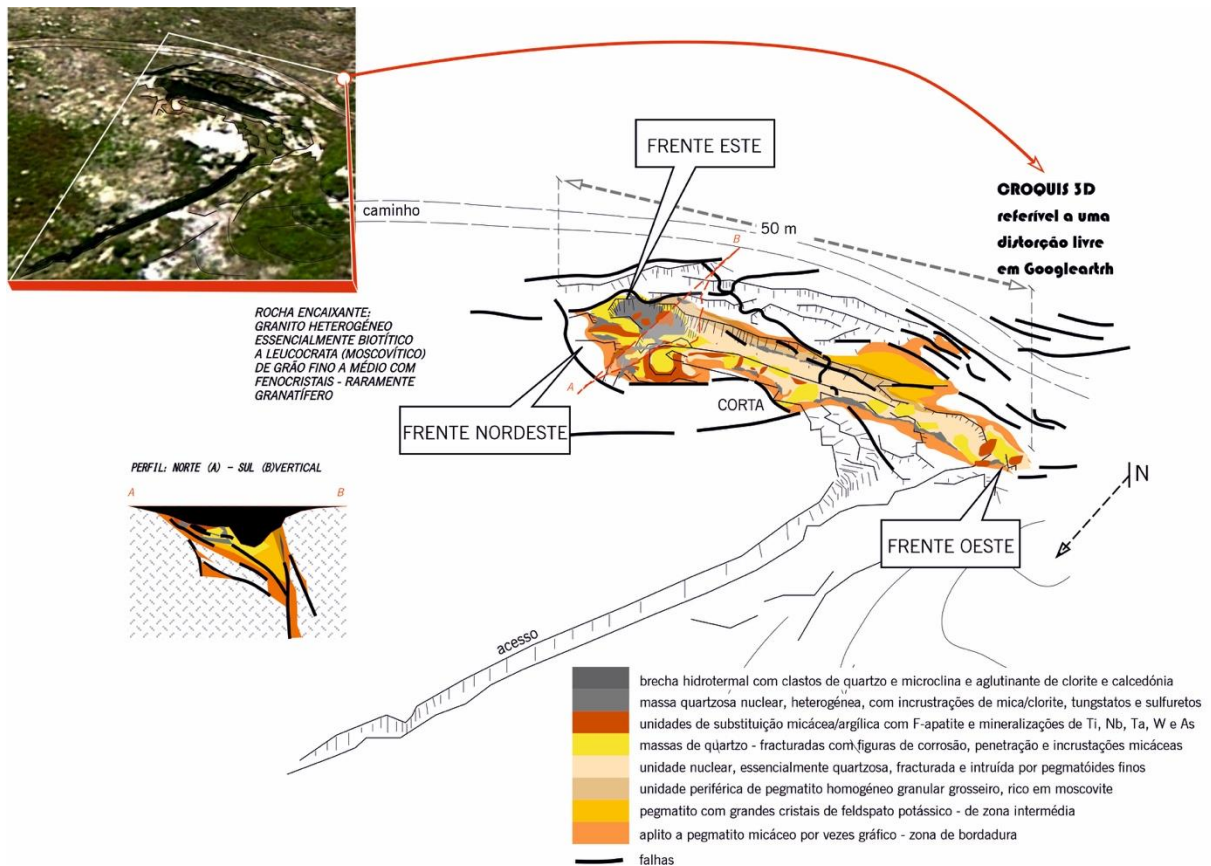


Figura 42 – Modelo de zonalidade aplicado ao esboço estrutural (generalização) do pegmatito de Vergaço. A escala gráfica implantada na figura é aproximada.

## 5.2 Mineralogia Determinativa

Como se deduz do elenco de metodologias analíticas que foi inicialmente apresentado, a determinação de minerais, baseou-se na difratometria de RX (DRX), petrografia e análise química semiquantitativa e quantitativa em microanálise de superfície (MEV e microsonda) .

### 5.2.1 DRX

A aplicação da difratometria de raios X, possibilitou a identificação de alguns minerais raros, que foi necessário acrescentar à associação de minerais mais abundantes permitindo, deduzir as

## Paragéneses

especializações metalogénicas e mesmo mineralizações metálicas de interesse tipológico. Nas Figuras 43 e 44, apresentam-se algumas dessas identificações e os difratogramas correspondentes.

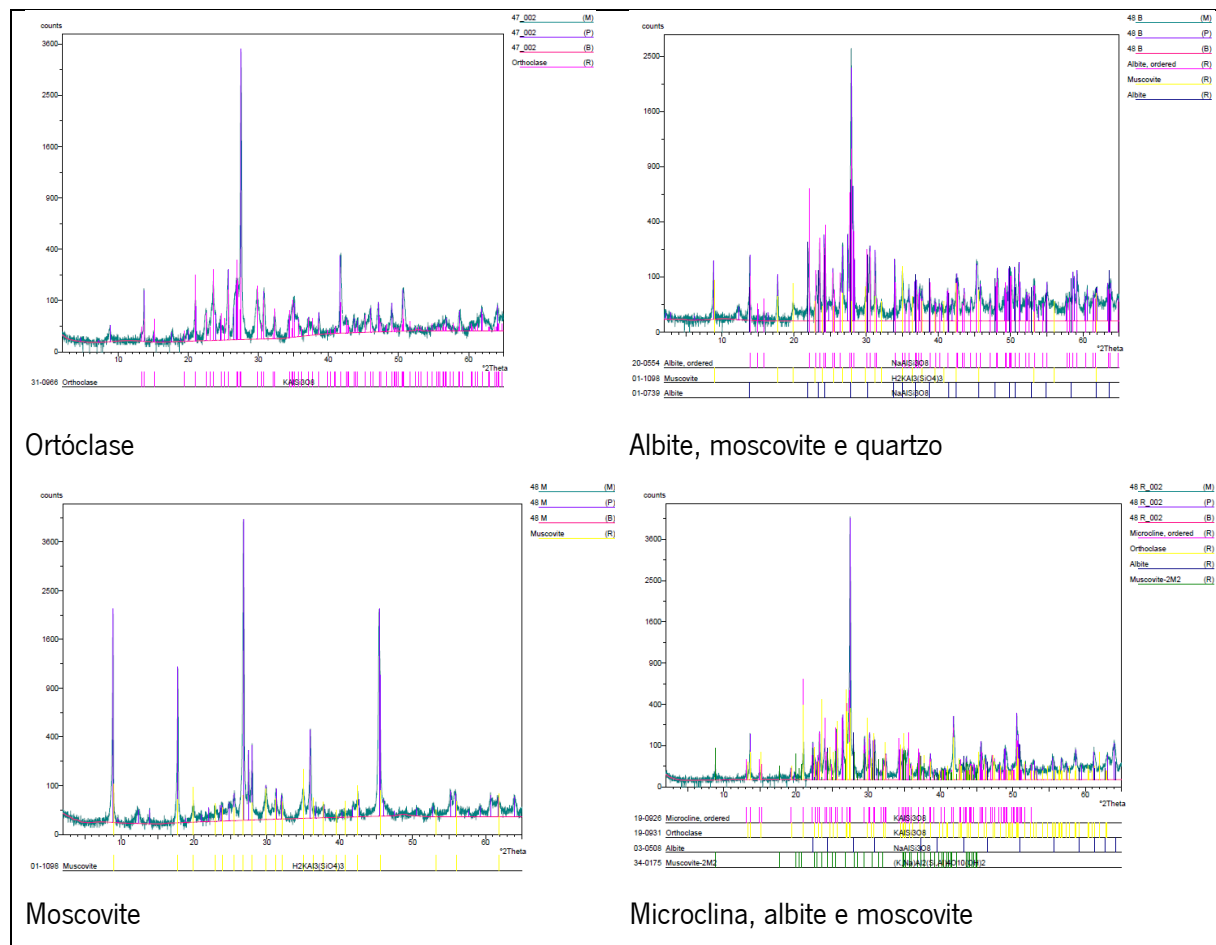


Figura 43 – Difratogramas de pós dos minerais e associações tipomórficas de especialização metalogénica

## Paragéneses

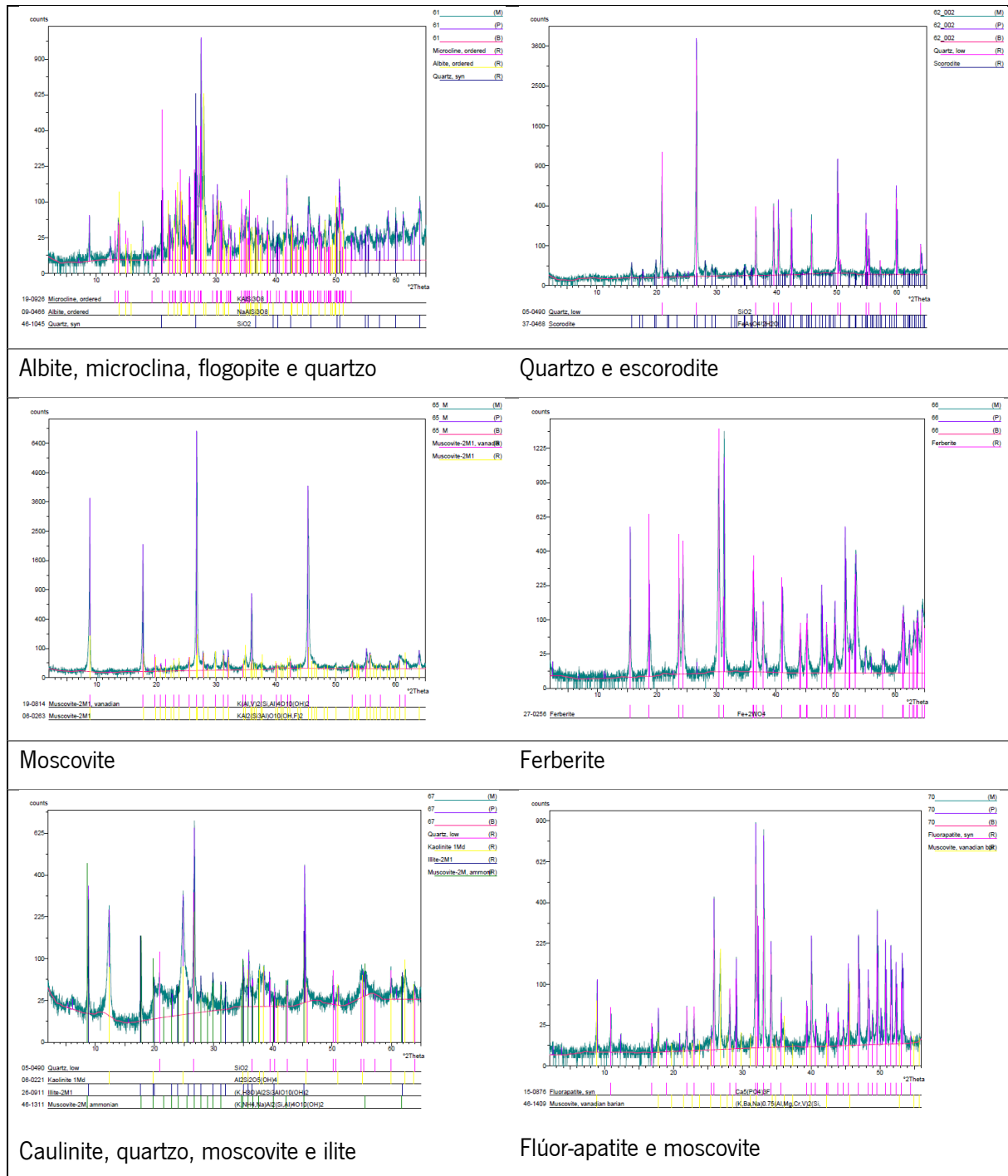


Figura 44 – Difractogramas de pós dos minerais e associações tipomórficas de especialização metalogénica (continuação).

### 5.2.2 Análise Química

Em algumas situações a identificação mais fidedigna dos minerais teve como base a análise química pontual em microsonda eletrónica (MSE). Nas tabelas 8, 9 e 10, expõem-se algumas das composições químicas usadas em identificação mineralógica.



## Paragéneses

Tabela 8 – Composições químicas selecionadas de alguns minerais (óxidos e tungstatos) cuja identificação foi efetuada, essencialmente, com base nos resultados de análise química pontual.

Elemento	Rútilo	Volframite	Rútilo	Y-Euxenite	Y-Euxenite	Y-Euxenite	Rútilo	Rútilo	Nb-Rútilo	Jacobsite
<b>Bi<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,01	0,02	0,05	-	1,80	0,02	0,01	0,03	-	-
<b>WO<sub>3</sub></b>	0,05	77,89	0,45	1,16	3,24	1,48	0,47	1,00	0,28	0,03
<b>CaO</b>	-	0,01	-	4,29	0,65	1,86	-	0,01	-	0,03
<b>MoO<sub>3</sub></b>	-	0,02	-	-	-	-	-	-	-	0,00
<b>MnO</b>	0,01	5,08	0,03	0,12	0,11	0,29	-	-	0,03	21,57
<b>TiO<sub>2</sub></b>	96,87	0,02	96,76	17,96	19,57	19,84	97,74	97,22	82,29	1,66
<b>Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,02	-	0,02	18,6	18,71	20,11	0,02	-	0,02	-
<b>FeO</b>	1,08	17,21	0,79	0,18	2,05	0,15	0,78	0,84	4,19	34,01
<b>SnO<sub>2</sub></b>	0,00	-	0,36	0,04	0,03	-	0,44	0,52	0,18	0,01
<b>ZrO<sub>2</sub></b>	-	0,49	-	-	-	-	0,00	0,03	-	-
<b>Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,35	0,14	0,03	9,38	15,95	8,96	0,20	0,16	3,09	-
<b>Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	1,07	0,36	0,60	39,81	26,46	35,60	0,77	0,79	9,71	0,10
<b>Sc<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	-	-	-	0,01	0,05	0,01	-	-	-	0,00
<b>PbO</b>	-	0,10	-	-	-	-	-	-	-	0,04

Tabela 9 – Composições químicas selecionadas de alguns minerais (óxidos, tungstatos, sulfuretos e sulfossais) cuja identificação foi efetuada, essencialmente, com base nos resultados de análise química pontual.

Elemento	Eskimoite	Marmatite	W-Rútilo	Nb-Rútilo	Rútilo	Rútilo	Nb-Rútilo	Volframite	Rútilo
<b>Bi<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	31,81	0,07	0,05	-	-	0,04	0,04	-	0,02
<b>WO<sub>3</sub></b>	-	-	3,75	0,50	0,61	2,14	0,21	74,83	0,77
<b>CaO</b>	-	-	-	-	-	0,00	0,01	-	-
<b>MoO<sub>3</sub></b>	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<b>MnO</b>	-	-	0,04	-	-	0,01	0,01	5,01	0,00
<b>TiO<sub>2</sub></b>	-	-	89,21	72,74	97,90	94,42	81,76	-	96,51
<b>Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	-	-	-	0,02	0,02	-	0,04	-	-
<b>FeO</b>	3,96	9,68	2,26	5,76	0,58	1,37	4,02	17,77	0,85
<b>SnO<sub>2</sub></b>	-	-	0,51	0,73	0,55	0,41	0,10	0,08	0,50
<b>ZrO<sub>2</sub></b>	-	-	0,07	0,01	-	0,01	-	0,49	0,01
<b>Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	-	-	0,34	4,40	0,15	0,42	2,36	0,10	0,20
<b>Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	-	-	2,15	13,93	0,32	0,67	9,92	0,38	0,42
<b>Sc<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	-	-	-	0,02	-	-	-	-	-
<b>PbO</b>	12,77	0,10	-	-	-	-	-	-	-
<b>Ag</b>	4,81	-	-	-	-	-	-	-	-
<b>Se</b>	0,06	0,07	-	-	-	-	-	-	-
<b>S</b>	22,58	33,74	-	-	-	-	-	-	-
<b>In</b>	0,02	0,04	-	-	-	-	-	-	-
<b>Cd</b>	0,40	0,87	-	-	-	-	-	-	-
<b>Cu</b>	0,08	0,16	-	-	-	-	-	-	-
<b>Zn</b>	18,20	53,25	-	-	-	-	-	-	-
<b>Sb</b>	0,79	-	-	-	-	-	-	-	-
<b>Au</b>	-	0,04	-	-	-	-	-	-	-

## Paragéneses

Tabela 10 – Composições químicas selecionadas de alguns minerais (sulfuretos, sulfossais, haletos e metais nativos) cuja identificação foi efetuada, essencialmente, com base nos resultados de análise química pontual.

Elemento	Blenda	Arsenopirite	Pavonite	Calcopirite	Zavaritskite	Bismutinite	Bismuto	Bismutinite
Ag	-	-	10,61	-	-	0,03	-	0,02
Se	0,13	-	0,00	0,17	0,16	0,04	0,24	0,27
S	32,93	19,38	18,5	35,03	0,26	18,38	-	18,58
In	0,01	0,00	0,04	-	0,01	0,03	0,05	0,04
ssFe	6,86	33,71	0,00	28,53	0,91	0,06	0,01	0,02
Bi	0,11	0,13	65,54	0,26	55,94	76,54	99,98	80,21
Te	-	0,03	-	-	-	-	-	-
Ge	-	-	-	0,01	-	-	-	0,03
Sn	-	0,00	-	-	-	-	-	-
Cd	1,48	0,02	0,00	0,00	-	-	-	-
Cu	0,03	-	0,02	34,62	-	0,12	0,05	0,04
Pb	0,11	0,12	2,34	-	1,10	-	-	-
Zn	57,20	-	0,00	0,86	0,01	0,01	-	0,02
As	0,35	46,45	3,06	0,21	20,28	0,42	-	0,46
Sb	0,04	0,06	-	0,04	-	-	-	-
Au	-	-	-	0,01	-	-	-	-

### 5.2.3 Lista de Minerais Identificados

Na Tabela 11, estão listados todos os minerais identificados, no decurso deste projeto, sob a forma de uma *check-list* de incidência sistemática com alusão às abundâncias relativas, respetivas estequiometrias e métodos de identificação utilizados.

## 5.3 Mineralogia Descritiva

A pesquisa sistemática de ocorrências minerais associada à análise estrutural do pegmatito de Vergaço e da área envolvente, em associação com a análise paragenética de amostras (representativas), permitiu deduzir uma possível fraccionação da evolução pegmatítica em três estados evolutivos principais: cristalização fracionada centrípeta – fase inicial da evolução, associada ao desequilíbrio físico caracterizado por reativação do corredor em que se aloja o pegmatito. A reativação possível decorre de cisalhamento e de fracturação hidráulica (pressão hidráulica > pressão confinante). O desequilíbrio químico, condicionado pelo estado anterior também tem influência decisiva na mineralogénese.

## Paragéneses

Tabela 11 – “Check-list” dos minerais identificados no desmonte principal do pegmatito de Vergaço; + a +++++ – índices de abundância relativa para acessórios raros.

Mineral	Fórmula estequiométrica	Agrupamento sistemático	Método de identificação	Classe de abundância relativa
<b>Quartzo</b>	SiO <sub>2</sub>	Silicatos	DRx, MOLD, MOLR	Cardinal
<b>Feldspato Potássico (pertite - microclina)</b>	(K <sup>+</sup> , Na <sup>+</sup> , Ca <sup>2+</sup> ) Al <sup>3+</sup> Si <sup>4+</sup> <sub>4</sub> O <sub>8</sub>	Silicatos	DRx	Cardinal
<b>Albite</b>	NaAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub>	Silicatos	DRx	Cardinal
<b>Zircão</b>	ZrSiO <sub>4</sub>	Silicatos	MOLD, MOLR, MEV-DE	Acessório
<b>Biotite</b>	K(Mg <sup>2+</sup> , Fe <sup>2+</sup> ) <sub>3</sub> AlSi <sub>3</sub> O <sub>10</sub> (OH, F) <sub>2</sub>	Silicatos	MOLD, MOLR	Cardinal
<b>Flogopite</b>	K Mg <sub>3</sub> (Si <sup>4+</sup> <sub>3</sub> Al <sup>3+</sup> )O <sub>10</sub> (F, OH) <sub>2</sub>	Silicatos	DRx	Cardinal
<b>Moscovite</b>	KAl <sub>2</sub> (Si <sup>4+</sup> <sub>3</sub> Al <sup>3+</sup> )O <sub>10</sub> (OH, F) <sub>2</sub>	Silicatos	DRx, MOLD, MOLR	Cardinal
<b>Paragonite - margarite</b>	NaAl <sub>2</sub> Si <sub>4</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub> - CaAl <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>	Silicatos	DRx, MOLD, MOLR	Acessório abundante
<b>Lepidolite</b>	K(Li, Al <sup>3+</sup> ) <sub>3</sub> (Si <sup>4+</sup> , Al <sup>3+</sup> ) <sub>4</sub> O <sub>10</sub> (F, OH) <sub>2</sub>	Silicatos	MOLD	Cardinal
<b>Clorite (clinocloro - chamosite)</b>	(Fe <sup>2+</sup> Mg <sup>2+</sup> Al <sup>3+</sup> ) <sub>2</sub> (Si <sup>4+</sup> Al <sup>3+</sup> ) <sub>4</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>8</sub>	Silicatos	MOLD, MEV-DE	Acessório
<b>Escorlite</b>	NaFe <sub>3</sub> Al <sub>6</sub> (BO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub> Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub> (OH) <sub>4</sub>	Silicatos	MOLD	Acessório
<b>Arsenopirite</b>	FeAsS	Sulfuretos	MOLD, MOLR, MEV-DE, microsonda	Acessório abundante
<b>Pirite</b>	FeS <sub>2</sub>	Sulfuretos	MOLD, MOLR, MEV-DE, microsonda	Acessório abundante
<b>Pirrotite</b>	FeS	Sulfuretos	MOLD, MOLR, MEV-DE, microsonda	Acessório
<b>Calcopirite - bornite</b>	CuFeS <sub>2</sub> - Cu <sub>5</sub> FeS <sub>4</sub>	Sulfuretos	MOLD, MOLR, MEV-DE, microsonda	Acessório abundante
<b>Calcosite</b>	Cu <sub>2</sub> S	Sulfuretos	MOLR, MEV-DE	Acessório Abundante
<b>Covelite</b>	CuS	Sulfuretos	MOLR, MEV-DE	Acessório Abundante

## Paragéneses

Tabela 11 – “Check-list” dos minerais identificados no desmonte principal do pegmatito de Vergaço; + a ++++ – índices de abundância relativa para acessórios raros (continuação).

<b>Mineral</b>	<b>Fórmula estequiométrica</b>	<b>Agrupamento sistemático</b>	<b>Método de identificação</b>	<b>Classe de abundância relativa</b>
<b>Marmatite - blenda</b>	$(Zn^{2+}, Fe^{2+})S$	Sulfuretos	MOLD, MEV-DE, microsonda	Acessório
<b>Galena</b>	$PbS$	Sulfuretos	MOLD, MEV-DE, microsonda	Acessório
<b>Bismutinite</b>	$Bi_2S_3$	Sulfuretos	MOLR, MEV-DE, microsonda	(++++)
<b>Eskimoite</b>	$Ag,Pb_{10}Bi_{15}S_{36}$	Sulfossais	MOLR, MEV-DE, microsonda	(+)
<b>Galenobismutite</b>	$PbBi_2S_4$	Sulfossais	MOLR, MEV-DE	(+)
<b>Cosalite</b>	$Pb_2Bi_2S_5$	Sulfossais	MOLR, MEV-DE, microsonda	(+)
<b>Gustavite-Lillianite</b>	$PbAgBi_2S_6 - Pb_3Bi_2S_6$	Sulfossais	MEV-DE, microsonda	(+)
<b>Pavonite-Matildite</b>	$(Ag,Cu^{2+})(Bi^{3+},Pb^{2+})_2S_5 - AgBiS_2$	Sulfossais	MEV-DE, microsonda	(+)
<b>Heyrovskyite</b>	$Pb_7AgBi_8S_{18}$	Sulfossais	MEV-DE, microsonda	(+)
<b>Lollingite</b>	$FeAs_2$	Arsenieto	MEV-DE	Acessório
<b>Bi-Nativo</b>	Bi	Metal nativo	MOLD, MEV-DE	(++++)
<b>Electrum</b>	(Au,Ag)	Metal nativo	Microsonda	(+)
<b>Ximengite</b>	$Bi(PO_4)$	Fosfatos	MEV-DE	Acessório
<b>Brendelite</b>	$(Bi^{3+}, Pb^{2+})_2(Fe^{3+}, Fe^{2+})(PO_4)_2(OH)$	Fosfatos	MOLD, MOLR, MEV-DE	(++)
<b>F-Apatite - apatite</b>	$Ca_5(PO_4)_3F$	Fosfatos	DRx, MOLD	Acessório Abundante
<b>Xenotima</b>	$Y(PO_4)$	Fosfatos	MOLR, MEV-DE	Acessório
<b>Monazite</b>	$(Ce^{4+}, La^{3+}, Nd^{3+}, Th^{4+})PO_4$	Fosfatos	MOLR, MEV-DE	Acessório
<b>Rútilo</b>	$TiO_2$	Óxidos	MOLD, MOLR, MEV-DE, microsonda	Acessório abundante
<b>Ilmenite</b>	$FeTiO_3$	Óxidos	MOLD, MEV-DE, microsonda	Acessório abundante
<b>Pirofanite</b>	$MnTiO_3$	Óxidos	MOLR, MEV-DE	Acessório
<b>Nb-Rútilo</b>	$(Ti^{4+}, Nb^{5+}, Fe^{3+})O_2$	Óxidos	MEV-DE, microsonda	(+++)
<b>Nb,W- Rútilo</b>	$(Ti^{4+}, Nb^{5+}, W^{6+}, Fe^{3+})O_2$	Óxidos	MEV-DE, microsonda	(+++)

## Paragéneses

Tabela 11 – “Check-list” dos minerais identificados no desmonte principal do pegmatito de Vergaço; + a ++++ – índices de abundância relativa para acessórios raros (continuação).

Mineral	Fórmula estequiométrica	Agrupamento sistemático	Método de identificação	Classe de abundância relativa
<b>Ta-Rútilo</b>	$(\text{Ti}^{4+}, \text{Nb}^{5+}, \text{Ta}^{5+}, \text{Fe}^{3+})\text{O}_2$	Óxidos	MEV-DE, microsonda	(+++)
<b>W-Wodgnite</b>	$\text{Mn}(\text{Mn}^{2+}, \text{Sn}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Ta}^{5+})(\text{W}^{6+}, \text{Ta}^{5+}, \text{Nb}^{5+})_2\text{O}_8$	Óxidos	MEV-DE, microsonda	(+++)
<b>Koragoite</b>	$(\text{Mn}^{2+}, \text{Fe}^{3+})_3(\text{Nb}^{5+}, \text{Ta}^{5+}, \text{Ti}^{4+})_2(\text{Nb}^{5+}, \text{Mn}^{2+})_2(\text{W}^{6+}, \text{Ta}^{5+})_2\text{O}_{20}$	Óxidos	MEV-DE, microsonda	(++++)
<b>Columbite-tantalite</b>	$(\text{Fe}, \text{Mn})^{2+}(\text{Nb}, \text{Ta})^{5+}_2\text{O}_6$	Óxidos	MOLD, MOLR, DRx, MEV-DE, microsonda	(++++)
<b>Fe-Columbite</b>	$\text{FeNb}_2\text{O}_6$	Óxidos	MEV-DE, microsonda	(+++)
<b>Ixiolite</b>	$(\text{Fe}^{3+}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mn}^{2+}, \text{Nb}^{5+}, \text{Ta}^{5+})\text{O}_2$	Óxidos	MEV-DE, microsonda	Acessório
<b>Wolframoixiolite</b>	$(\text{Fe}^{2+}, \text{Mn}^{2+}, \text{Nb}^{5+})(\text{Nb}^{5+}, \text{W}^{6+}, \text{Ta}^{5+})\text{O}_4$	Óxidos	MEV-DE, microsonda	(+++)
<b>Scheteligite</b>	$(\text{Ca}^{2+}, \text{Y}^{3+}, \text{Sb}^{3+}, \text{Mn}^{2+})_2(\text{Ti}^{4+}, \text{Ta}^{5+}, \text{Nb}^{5+}, \text{W}^{6+})_2\text{O}_6(\text{O}, \text{OH})$	Óxidos	MEV-DE, microsonda	(+++)
<b>Qintianlingite</b>	$\text{Fe}_2\text{Nb}_2\text{WO}_{10}$	Óxidos	MEV-DE	(+++)
<b>Pirocloro</b>	$(\text{Na}^+, \text{Ca}^{2+})_2\text{Nb}_2\text{O}_6(\text{OH}, \text{F})$	Óxidos	MEV-DE	Acessório
<b>Volframite</b>	$(\text{Fe}^{2+}, \text{Mn}^{2+})\text{WO}_4$	Tungstatos	MOLD, MOLR, MEV-DE, microsonda	(++++)
<b>Ferberite</b>	$\text{FeWO}_4$	Tungstatos	DRx, MOLD, MOLR, MEV-DE, microsonda	(++++)
<b>Scheelite</b>	$\text{CaWO}_4$	Tungstatos	MOLR, MEV-DE, microsonda	(++++)
<b>Russelite</b>	$\text{Bi}_2\text{WO}_6$	Tungstatos	MEV-DE	(+++)
<b>Tungstite</b>	$\text{WO}_3 \cdot (\text{H}_2\text{O})$	Óxidos	MOLR, MEV-DE	(+++)
<b>Bismite</b>	$\text{Bi}_2\text{O}_3$	Óxidos	MOLR, MEV-DE	(+++)
<b>Aeschynite</b>	$(\text{Y}^{3+}, \text{Ca}^{2+}, \text{Fe}^{3+})(\text{Ti}^{4+}, \text{Nb}^{5+})_2\text{O}_5(\text{OH})$	Óxidos	MEV-DE	(++)
<b>Niobaeschynite-(Y)</b>	$(\text{Nd}^{3+}, \text{Ce}^{4+})(\text{Nb}^{5+}, \text{Ti}^{4+})_2\text{O}_5(\text{OH})$	Óxidos	MOLR, MEV-DE?	(++)
<b>Y-polycrase</b>	$(\text{Y}^{3+}, \text{Ca}^{2+}, \text{Ce}^{4+}, \text{U}^{6+}, \text{Th}^{4+})(\text{Ti}^{4+}, \text{Nb}^{5+}, \text{Ta}^{5+})_2\text{O}_6$	Óxidos	MEV-DE	(++)
<b>Y-euxenite</b>	$(\text{Y}^{3+}, \text{Ca}^{2+}, \text{Ce}^{4+})(\text{Nb}^{5+}, \text{Ta}^{5+}, \text{Ti}^{4+})_2\text{O}_6$	Óxidos	MEV-DE, microsonda	(++)

## Paragéneses

Tabela 11 – “Check-list” dos minerais identificados no desmonte principal do pegmatito de Vergaço; + a ++++ – índices de abundância relativa para acessórios raros (continuação).

<b>Mineral</b>	<b>Fórmula estequiométrica</b>	<b>Agrupamento sistemático</b>	<b>Método de identificação</b>	<b>Classe de abundância relativa</b>
<b>Hematite</b>	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	Óxidos	MOLD, MOLR	Acessório abundante
<b>Jacobsite</b>	$(\text{Mn}^{2+}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mg}^{2+})(\text{Fe}^{3+}, \text{Mn}^{2+})_2\text{O}_4$	Óxidos	MEV-DE, microsonda	(++)
<b>Goethite</b>	$\text{FeO}(\text{OH})$	Óxidos	MOLD, MOLR	Acessório abundante
<b>Zavaritskite</b>	$\text{BiOF}$	Haletos	MOLR, MEV-DE	(+)
<b>Bismoclite</b>	$\text{BiOCl}$	Haletos	MOLR, MEV-DE	(++)
<b>Arsenobismite</b>	$\text{Bi}_2\text{AsO}_4(\text{OH})_3$	Arsenatos	MOLR, MEV-DE	Acessório
<b>Rooseveltite</b>	$\text{BiAsO}_4$	Arsenatos	MEV-DE	Acessório
<b>Escorodite</b>	$\text{FeAsO}_4 \cdot 2(\text{H}_2\text{O})$	Arsenatos	DRx, MEV-DE	Acessório abundante
<b>Atelestite</b>	$\text{Bi}_6(\text{AsO}_4)_3(\text{OH})_5\text{O}_5$	Arsenatos	MEV-DE	(+++)
<b>Horákite</b>	$(\text{Bi}^{3+}, \text{O}, \text{OH})[(\text{UO}_2)_4(\text{PO}_4)_2(\text{AsO}_4)_2(\text{OH})_2] \cdot 3.5\text{H}_2\text{O}$	Arsenatos	MOLR, MEV-DE	(+++)
<b>Beaverite</b>	$\text{Pb}(\text{Fe}^{3+}, \text{Cu}^{2+}, \text{Al}^{3+})_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$	Sulfatos	MEV-DE	(+)
<b>Zn-beaverite</b>	$\text{Pb}(\text{Fe}^{3+}, \text{Zn}^{2+})(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$	Sulfatos	MEV-DE	(+)
<b>Y-chernovite</b>	$\text{YAsO}_4$	Arsenatos	MOLR	(+)
<b>Fetiasite</b>	$(\text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Ti}^{3+})_3\text{O}_7\text{As}_2\text{O}_8$	Arsenatos	MOLD, MEV-DE	(+++)

## Paragéneses

A cristalização fracionada centrípeta, origina as estruturas primárias, formadas por equilíbrio/desequilíbrio entre magma/fluido pegmatítico. No pegmatito principal as estruturas primárias correspondem a zonas, externa (de transição para a rocha encaixante), marginal, intermédia e o núcleo. O aumento da pressão hidrotermal, por enriquecimento em elementos incompatíveis especialmente voláteis, em função da pressão confinante, localmente resultou na fracturação hidráulica, que em conjunto com sucessivas reativações dos corredores de cisalhamento, originou a prevalência de condições hidrotermais em grande parte do volume pegmatítico, que se exprimem em unidades tardias de preenchimento e em unidades de substituição.

A complexidade do estado de desequilíbrio químico, caracterizada por alterações metassomáticas em equilíbrio *subsolidus*, modificações isoquímicas em equilíbrio *subsolvus* e alterações supergénicas, justifica a elevada diversidade de paragénese observadas.

O reconhecimento e a discriminação de características específicas de cada estado de equilíbrio, baseou-se na identificação mineralógica, na análise dos seus intercrescimentos e na interpretação dos modos de contacto binários (observados em MOLR e MEV) segundo o modelo defendido por Moëlo & Lévy (1976).

### 5.3.1 Equilíbrio em *Subsolidus* – Condições Oxidantes

A importância da fase hidrotermal, é especialmente marcada, nas transições em *subsolidus*, com a concentração anómala de óxidos de W, Ti, Nb e Ta. As sucessivas entradas de fluidos hidrotermais, resulta numa multiplicidade de texturas de corrosão e substituição, caracterizada por reorganizações e/ou substituições das fases cristalinas primárias, associadas a reações metassomáticas, de incidência mais abrangente tais como a albitização, greisenização, filitização, argilização e sulfidização.

Este ambiente reacional, é retratado, segundo a aplicação do modelo de Moëlo & Lévy (1976), por texturas com modos de contacto dos tipos D – dissolução seguida de depósito e F – fracturação seguida de depósito. Identificaram-se algumas outras texturas, que resultaram de sobrecrecimentos epitáxicos (nucleação sequencial mantendo a mesma simetria). Estas representam equilíbrio, logo, não reacionais, muito embora possam surgir associadas a alguns contactos reacionais.

Distingue-se dois grandes grupos de associações mineralógicas, decorrentes da evolução de paragénese em condições *subsolidus*:

- associação de minerais de alta temperatura, consequentes da alteração por albitização e greisenização com sulfidização associada – alguns óxidos de W, Ti, Nb e Ta;

## Paragéneses

- associação de minerais de baixa temperatura consequente da alteração fíltica e argílica – alguns haletos.

### Óxidos de W, Ti, Nb e Ta

Com base na análise textural macroscópica e com base nos dados analíticos obtidos, é possível relacionar a deposição dos minérios W, Ti, Nb e Ta com o metassomatismo ligado à reativação deformacional de fronteiras entre a zona intermédia e núcleo, veiculando o metassomatismo. O reequilíbrio hidrotermal está focado nas zonas mais feldspáticas periféricas e cresce com a aproximação a estruturas próprias dos sucessivos episódios de fracturação e selagem, em especial há periferia do núcleo quartzoso.

O conjunto de imagens, da Figura 45, ilustra os modos de contacto binários associados à mineralização de W em unidades venulares quartzosas resultantes de fracturação/selagem.

O modo de contacto binário representado na imagem A da Figura 45 é do tipo L, ocorre deposição livre sucessiva de ferberite sobre Nb-rútilo e W-ixiolite. Na imagem B da mesma figura (Figura 45), observa-se a dissolução de uma interface no quartzo (modo de contacto do tipo D) e a sua ocupação por deposição sucessiva de W-ixiolite e volframite (modo de contacto do tipo L). A imagem C da Figura 45, retrata a deposição de wolframowodginite nas fraturas da volframite (ferberite) – modo de contacto do tipo F.

Verifica-se através das paragénese observadas a ocorrência de diferentes estádios de deposição, separados cronologicamente pelos processos de fracturação/selagem e uma relativa abundância de fluidos sobressaturados em W.

O conjunto de minerais identificados na Figura 46, distribui-se pelas unidades de substituição micáceas, intercrescimentos do núcleo e na brecha hidrotermal. Estes minerais resultam essencialmente de greisenização. Texturalmente podem eventualmente mostrar crescimentos epitáxicos de precipitação sucessiva.

As imagens A e B da Figura 46, representam dois cristais de Nb-Rútilo com zonamento oscilatório e sobrecrecimento epitáxico por precipitação. No estudo de niobotantalatos realizado por Leal Gomes (1994), o autor atribui zonalidades semelhantes à incorporação alternada, complementar de Nb e Ta nas redes cristalinas em crescimento. Do mesmo modo é a incorporação de Nb/Ta na rede cristalina do rútilo que lhe atribui as zonalidades observadas (imagem A e B da Figura 46). Os padrões de zonalidade podem ser classificados como simultaneamente oscilatórios e sectoriais. Neste contexto apesar de se verificar oscilações na quantidade de Nb/Ta, no âmbito global do crescimento do cristal, a percentagem de Nb/Ta segue uma tendência, que pode ser normal ou inversa. O zonamento observado em B é



## Paragéneses

normal, significando que o Ta (em maior quantidade nas partes mais brilhantes da imagem) aumenta do início para o fim do crescimento. Quando no decorrer do crescimento a quantidade de Ta diminui, o cristal apresenta zonamento inverso (imagem A – mais brilhante no núcleo). A correspondência entre padrões de zonalidade e quantidade foi estabelecida combinando as imagens MEV-ER e os espectros de dispersão de energia.

A imagem D (Figura 46), corresponde à ampliação de alguns intercrescimentos que ocorrem na zona de sobrecrecimento epitáxico de precipitação de Nb, W-Rt, que se observa em continuidade com o crescimento do cristal de rútilo – imagem C da Figura 46. A ocorrência dos intercrescimentos de jacobsite, Fe-columbite e Nb-Rt (Figura 46 D), é mais um indicador da existência de várias gerações de óxidos, em que a primeira se caracteriza por apresentar maior concentração dos elementos W, Ti, Nb e Ta.

Em 46 E, observam-se dois cristais de rútilo, com epitaxias de Nb-Rt, ligados entre si por uma matriz composta de rútilo prismático envolvido por minerais aciculares, com inclusões de calcopirite – imagem 46 F. Na epitaxia do grão maior, ocorrem secções de scheteligite.

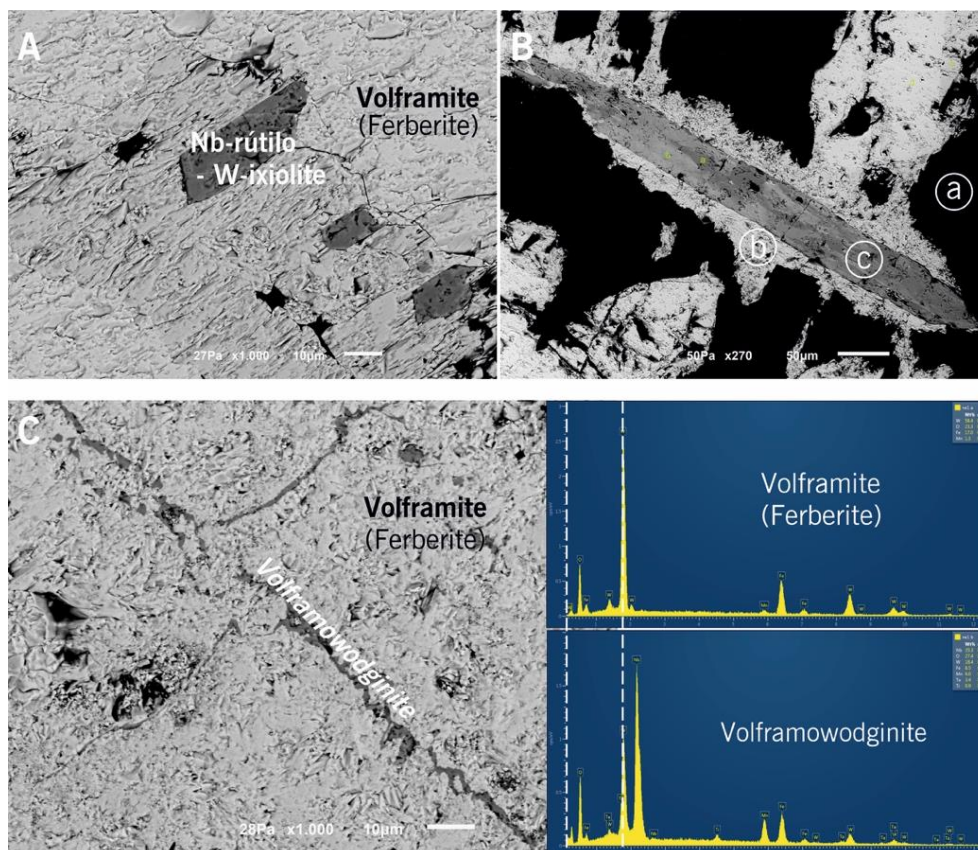


Figura 45 – Modos de contactos binários associados à mineralização de W: A – inclusão de Nb-rútilo e W-ixiolite em ferberite = depósito livre sucessivo de ferberite sobre Nb-rútilo e W-ixiolite; B – Dissolução de uma interface no quartzo (a) e deposição sucessiva de W-ixiolite (b) e de volframite(b), posterior precipitação livre sucessiva de Nb-rútilo – W-ixiolite (c) nos espaços livres da volframite; C – deposição de wolframowodginite nas fraturas da volframite (ferberite), e espectros – EDS correspondentes.

## Paragéneses

A imagem G da Figura 46, representa a sin-cristalização de  $\gamma$ -euxenite com o rútilo lamelar.

Por último, em H (ainda na Figura 46), observam-se intercrescimentos de minerais de diferentes gerações. Num cristal de rútilo, em espaço intersticial junto a uma interface com mica ocorreu a deposição livre sucessiva de Y-polycrase e Y,Nb-aeschynite (Figura 47), na proximidade destes minerais encontra-se acoplado ao rútilo um cristal de Nb-rútilo.

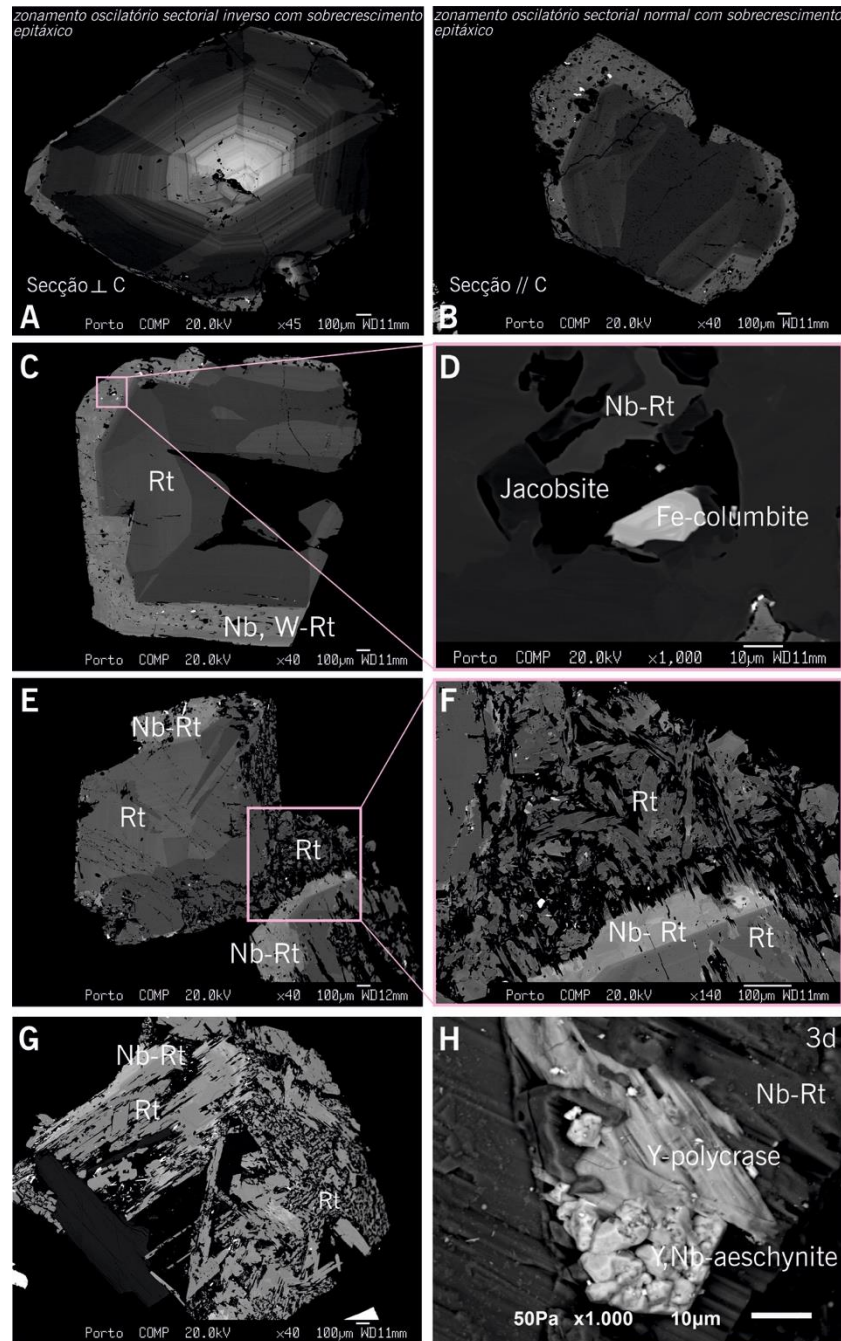


Figura 46 – Texturas e modos de contacto característicos dos óxidos de W, Ti, Nb e Ta: A – cristal de Nb-rútilo com zonamento oscilatório sectorial inverso e sobrecrecimento epitáxico; B – cristal de Nb-rútilo com zonamento oscilatório sectorial normal e sobrecrecimento epitáxico; C – cristal de rútilo com sobrecrecimento epitáxico de Nb, W-rútilo; D – ampliação de uma área de sobrecrecimento epitáxico, onde ocorrem intercrescimentos de jacobinite, Nb-rútilo e Fe-columbite; E – cristais de rútilo com sobrecrecimento epitáxico de Nb-rútilo, ligados por rútilo prismático, envolvido em minerais aciculares; F – ampliação da fase prismática do rútilo onde ocorrem inclusões de calcopirite; G – sin-cristalização de  $\gamma$ -euxenite com rútilo lamelar; H – intercrescimentos de minerais de diferentes gerações, em rútilo com mineral de Nb-rútilo acoplado.

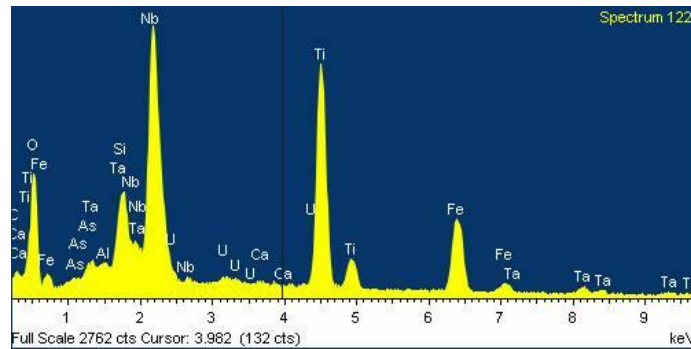


Figura 47 – Espectro do mineral Y, Nb-aeschnite – (Y, Ln, Ca, Th) (Ti, Nb)<sub>2</sub> (O, OH) (imagem H - Figura 46).

A epitaxia ou crescimento epitáxico, de acordo com (Winter, 2001), alude à nucleação preferênciade de um mineral sobre outro preexistente, evitando dificuldades de mineralização associada à escassa nucleação. Para que ocorra é necessário similaridade das estruturas cristalinas entre o substrato mineral e a nova fase. Os constituintes atômicos do novo mineral encontram, pontos favoráveis, como espaçamentos atômicos semelhantes, a mesma estrutura ou composição química semelhante, para possibilitarem a acreção sobre núcleos estáveis e variáveis. A epitaxia é um crescimento orientado de um mineral sobre outro, mantendo caracteres cristalográficos e elementos de simetria comuns

Na Figura 48 para lá da verdadeira epitaxia de Nb-Rt sobre Rt observa-se sobrecrecimentos de scheteligite que não têm carácter epitáxico, tendo, provavelmente, sido gerados por precipitação hidrotermal tardia, em espaços intersticiais dos diferentes rútilos.

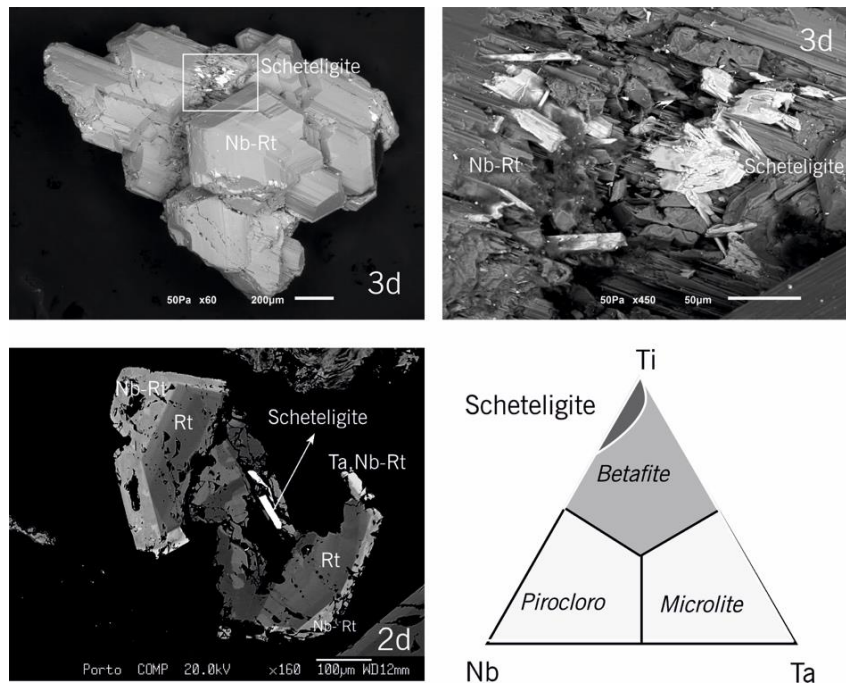


Figura 48 – Crescimento tardio de scheteligite em cristais de Nb-rútilo – imagens obtidas em modo, elétrons secundários em MEV; sobrecrecimento epitáxico entre rútilos e posição de scheteligite, observados em MEV – elétrons retrodifundidos. NOTA: A localização da scheteligite, no supergrupo do pirocloro – A<sub>2</sub>B<sub>2</sub>X<sub>6</sub>Y<sub>1</sub> (diagrama ternário inscrito na figura) – corresponde à expressão Ti ≥ Nb+Ta que por sua vez se inscreve no domínio de estabilidade da betafite.

### Haletos

Os minerais, zavaritskite e bismoclite, ilustrados na imagem B da Figura 49, são sobrecrecimentos aureolares/esferoidais que resultam do reequilíbrio e recristalização, em paragénese primitivas da zona intermédia. Decorrem de processos metassomáticos mais extrusivos, tais como, a alteração fíltica ou argílica de baixa temperatura. Concretamente, um fluido tardio lixivia minerais precoces da zona intermédia, incluindo Bi, disponível na forma nativa e bismutinite. A bismoclite é um indicador das condições oxidantes vigentes aquando da reprecipitação.

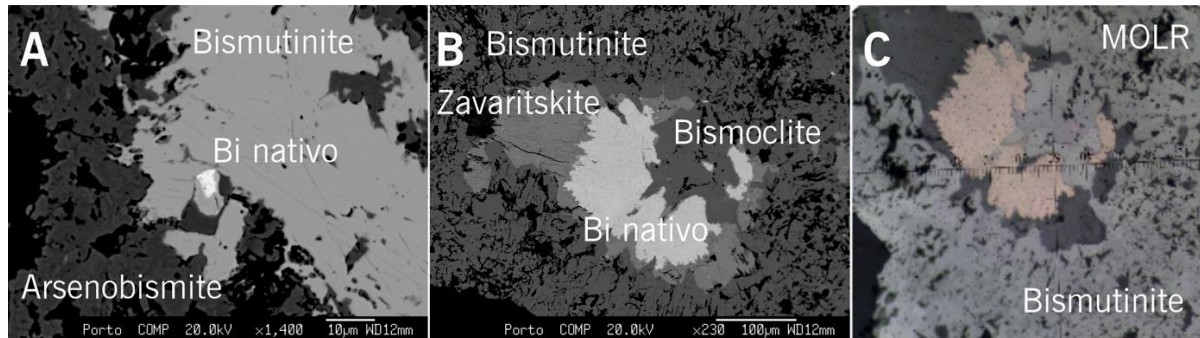


Figura 49 – Minerais resultantes da evolução em subsolidus em ambiente oxidante de fases precoces bismutíferas: A – Intercrescimento de Bi nativo em bismutinite; B – sobrecrecimentos aureolares/esferoidais de zavaritskite e bismoclite em bismutinite; C – imagem B em MOLR.

### 5.3.2 Equilíbrio em *Subsolvus* – Condições Redutoras

De acordo com Leal Gomes (2016), é nas zonas periféricas onde também ocorre o feldspato potássico, que se observa uma relativa abundância de arsenopirite + lollingite + pirite + Bi nativo e outros sulfuretos e sulfossais de Zn > Bi, Ag e Pb (Figura 50).



Figura 50 – Área da frente oeste, onde ocorre o feldspato potássico argilizado e onde é visível a evolução em subsolvus.

Também é nestas unidades feldspáticas que o equilíbrio tardio gera paragénese de minerais metálicos relacionados com a alteração fíltica a argílica dos feldspatos em dois estádios, hidrotermal e supergénico.

## Paragéneses

Ao estado hidrotermal são atribuídos os minerais: bismutinite, galenobismutite, cosalite, lillianite, heyrovskyite, galena, eskimoite, gustavite, matildite, pavonite e Bi nativo. A fase supergênica gerou arsenobismite e rooseveltite. Face aos dados anteriores, procedeu-se à projeção das composições químicas, das fases coexistentes, no diagrama de  $\text{Bi}_2\text{S}_3$  (bismutinite) –  $\text{Ag}_2\text{S}$  (argentite) –  $\text{Pb}_2\text{S}_2$  (galena) de Makovicky, (1981), representado na Figura 51. Neste diagrama os sulfossais correspondem a pontos invariantes que se ligam entre si por linhas de conjugação – *tie-lines*, não se verificando domínios espaciais com dois graus de liberdade. A representação da abundância de cada elemento, como muito rara ou relativamente frequente, permitiu deduzir o domínio paragenético principal (sombreado cinzento no diagrama) e o suporte mineralógico dominante. Não se verificando a presença de argentite, conclui-se que é a galena o suporte para ocorrência de reações de substituição preponderantes, na base:  $\text{Ag} + \text{Bi} \Leftrightarrow 2\text{Pb}$ .

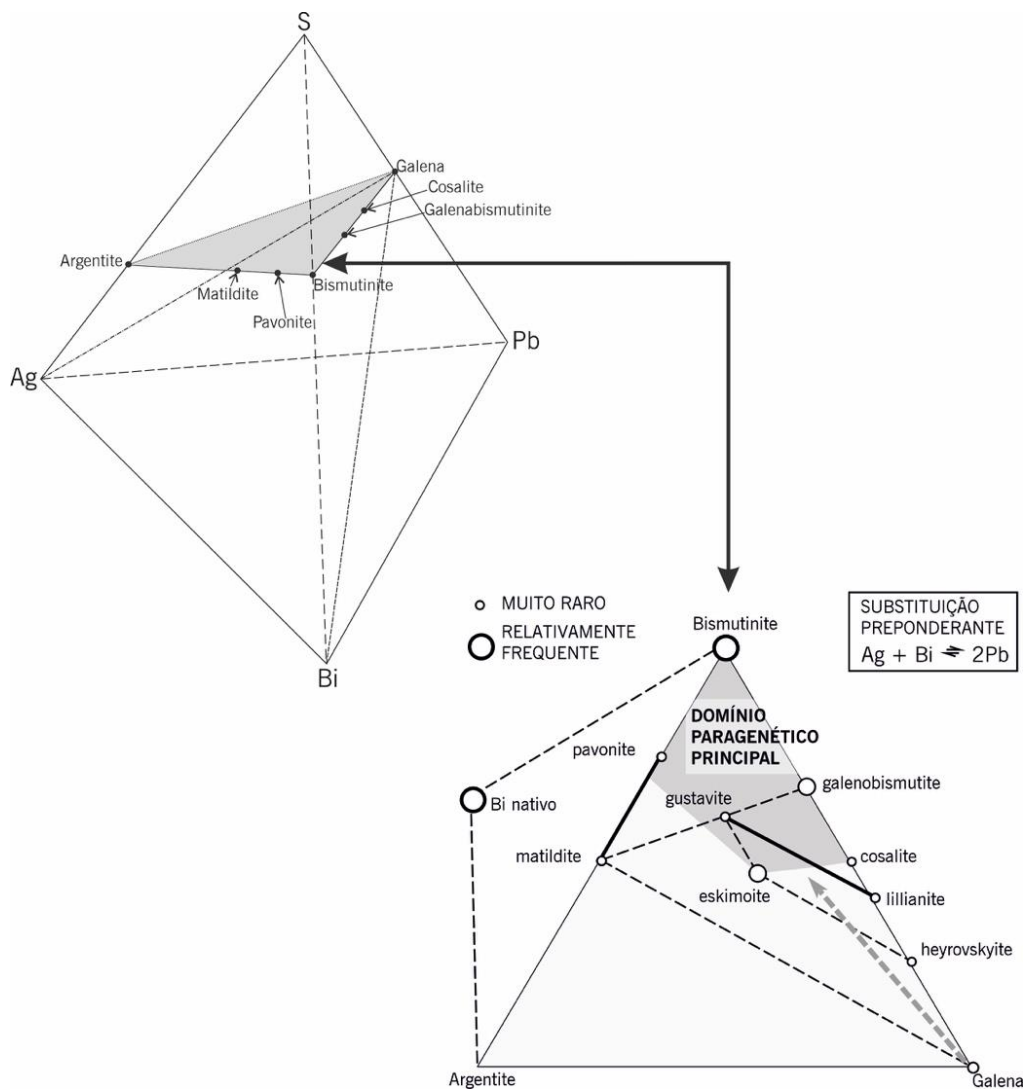


Figura 51 – Diagrama de projeção de Sulfuretos, Sulfossais e Metais Nativos (Craig, 1967) – imagem superior; projeção das composições químicas, das fases coexistentes observadas, no diagrama de  $\text{Bi}_2\text{S}_3$  (bismutinite) –  $\text{Ag}_2\text{S}$  (argentite) –  $\text{Pb}_2\text{S}_2$  (galena) de Makovicky (1981) – imagem inferior.

## Paragéneses

Da Figura 52 constam alguns dos principais sulfuretos e sulfossais atribuídos à fase hidrotermal. Observaram-se, em microscópio de luz refletida, intercrescimentos de sulfuretos e sulfossais com Bi (Pb, Ag) e Bi nativo em arsenopirite (Figura 52).

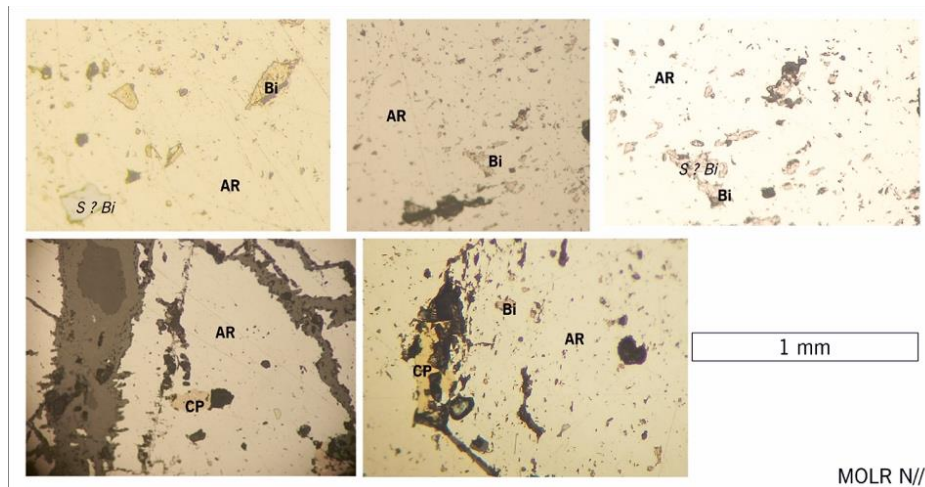


Figura 52 – Intercrescimentos de sulfuretos e sulfossais com Bi (Pb, Ag) e Bi nativo em arsenopirite, observados em microscópio de luz refletida. Simbologia mineralógica: Bi – bismuto nativo; AR – arsenopirite; CP – calcopirite; S? Bi – sulfuretos e sulfossais com Bi (Pb, Ag).

Nas imagens obtidas em MSE (Figura 53) ilustram-se os sulfossais – gustavite e pavonite. O primeiro está intercrescido com blenda acicular situada no bordo de uma epitaxia de rútilos e na zona mais enriquecida em Nb, W-Rt. O segundo ocorre num composto de pavonite e Bi nativo em calcopirite.

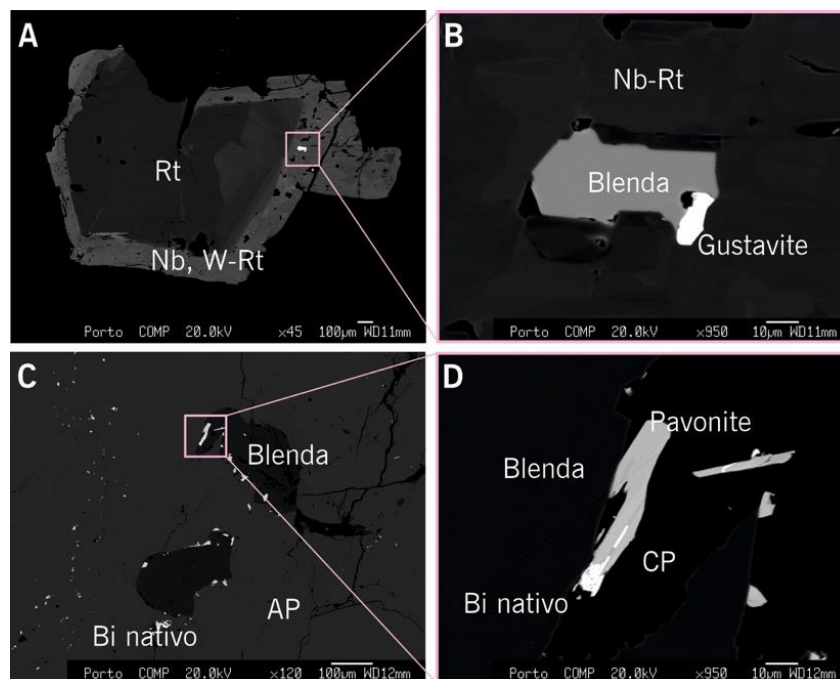


Figura 53 – Intercrescimentos em subsolvus e subsolidus: A – cristal de rútilo com sobrecrecimento epitáxico de Nb, W-rútilo onde se alojam sulfossais de Pb, Bi, Ag; B – ampliação do intercrescimento de gustavite com blenda no bordo do cristal em zona mais enriquecida em Nb, W-Rt; C – Intercrescimentos de Bi nativo e blenda em arsenopirite (AP); D – ampliação da exsolução de um cristal lamelar composto de pavonite e Bi nativo em calcopirite (CP), estando o conjunto intercrescido em blenda.

## Paragéneses

Na Figura 54 (as imagens A e B – obtidas em MEV), observam-se lamelas de eskimoite (homólogos da lillianite  $\leftrightarrow$  heyrovskyite) e de homólogos da lillianite (b e c), orientados de acordo com a cristalografia da galena bismutífera (hospedeiro em exsolução).

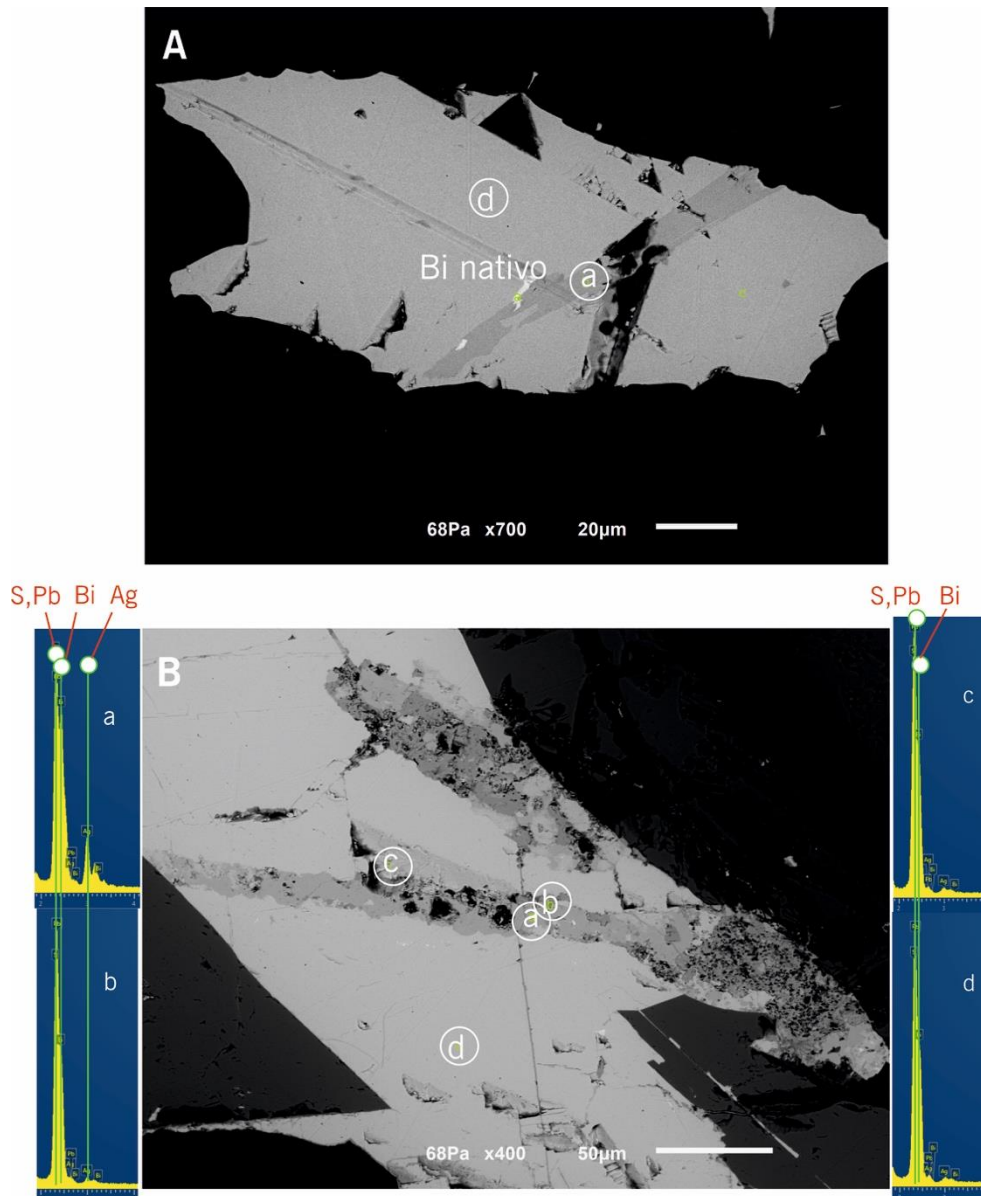


Figura 54 – Texturas representativas da evolução paragenética em equilíbrio subsolvus: A – eskimoite (a) (homólogos da lillianite  $\leftrightarrow$  heyrovskyite) com bi nativo em galena bismutífera (d); B – seqüência de exsolução de galena bismutífera (d)  $\Rightarrow$  homólogos da lillianite (b, c)  $\Rightarrow$  eskimoite (a) (homólogos da lillianite  $\leftrightarrow$  heyrovskyite).

### 5.3.3 Alterações Supergênicas

As alterações supergênicas por meteorização / oxidação, produziram reequilíbrios e reprecipitações por oxidação, diversificados em coerência com a diversidade inicial de sulfuretos, óxidos, tungstos e também já a partir arsenatos, sulfatos e carbonatos posteriores. Nas Figura 55 e 56 ilustram-se algumas das paragéneses características e texturas representativas dos ambientes supergênicos.

## Paragéneses

Na macro imagem da Figura 55, observa-se a scoroditização da arsenopirite e a ocorrência de cristais de fetiasite como produto final da alteração da arsenopirite em ambiente oxidante. Identifica-se nesta superfície o mineral chernovite-(Y). A sua origem é relacionada com o estágio ou episódio de fracturação hidráulica e com a circulação de fluidos hidrotermais, que se lhe associa.

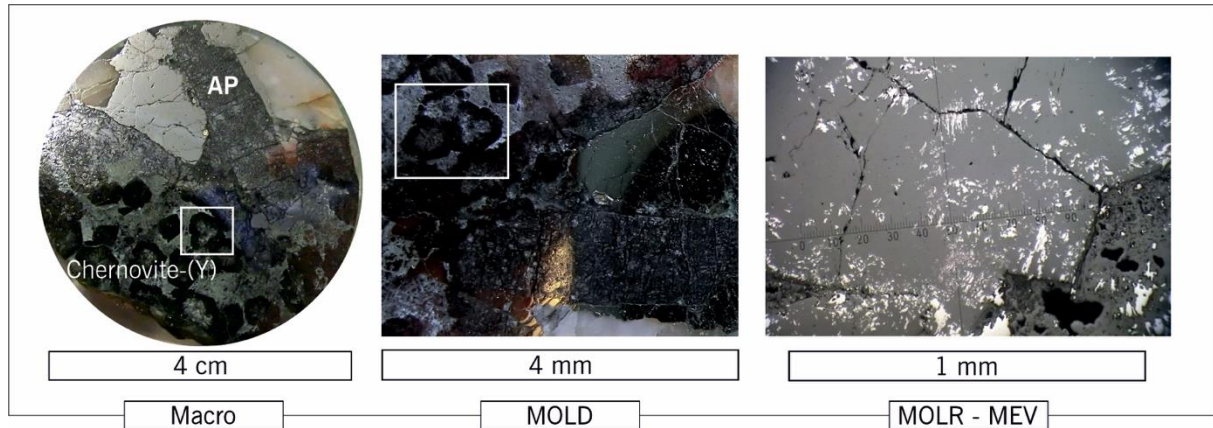


Figura 55 – Superfície polida onde é identificável scoroditização da arsenopirite (assinalado nas imagens) e a ocorrência dos minerais chernovite-(Y) e fetiasite às mais altas ampliações.

As Figuras 56 e 57 expõem texturas típicas de ambientes supergênicos. A primeira mostra a relação entre diferentes gerações de pirite, especialmente a pirite I e II (identificaram-se 4 gerações distintas no total). A geração I de pirite observa-se bastante fraturada, com sinais de dissolução e deposição intersticial de um precipitado reacional de arsenatos, óxidos e sulfatos de As, Bi, Cu. A textura indica modos de contacto do tipo D (dissolução seguida de depósito de minerais). A geração II ocorre em forma de auréola em redor de arsenopirite também fraturada, a parte externa ao contacto é envolta pelo mesmo precipitado indicado acima.

Na segunda figura (Figura 57), além dos precipitados pós-reacionais de arsenatos, óxidos e sulfatos de As, Bi e Cu associados a pirite fraturada e dissolvida, ocorrem mineralizações venulares pós-arsenopiríticas de pirite e calcopirite, em ambiente redutor, ou seja, anteriores, aos precipitados reacionais principais. Após fracturação de arsenopirite observam-se também depósitos de minerais resultantes da oxidação de sulfuretos de Cu, formação de calcosite e covelite (modo de contacto F – fracturação seguida de depósito).

A partir das observações e análises em MEV, identificaram-se alguns sulfatos e arsenatos e os modos de contacto entre eles (Figura 58):

- beaverite e Zn-beaverite são sulfatos que resultam da oxidação de minerais primários de Pb e Cu, segundo um modo de contacto, ou intercrescimento do tipo D – dissolução seguida de depósito (imagem A);



## Paragéneses

- atelestite é um mineral secundário raro, resultante da oxidação do bismuto e arsênio (Figura 58– B);
- Roselite, outro mineral muito raro (Figura 58– C), é atribuído à reação hidrotermal seguida de precipitação em cavidade *box-work*, este mineral invoca uma lixiviação de Co a partir de uma possível *tie-line* primária skuterudite – arsenopirite.

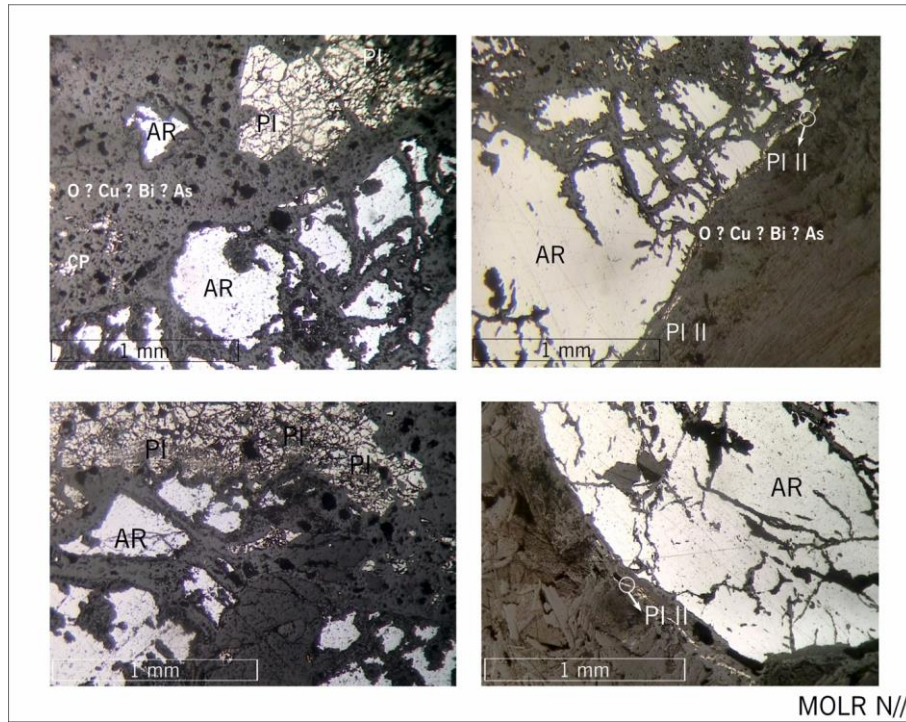


Figura 56 – Relações Arsenopirite – Pirite. Simbologia mineralógica: AR – arsenopirite; CP – calcopirite; PI – pirite; PI II – segunda geração de pirite, corresponde a uma geração aureolar em volta de arsenopirite (AR); O? Cu? Bi? As – arsenatos, óxidos e sulfatos de As, Bi, Cu.

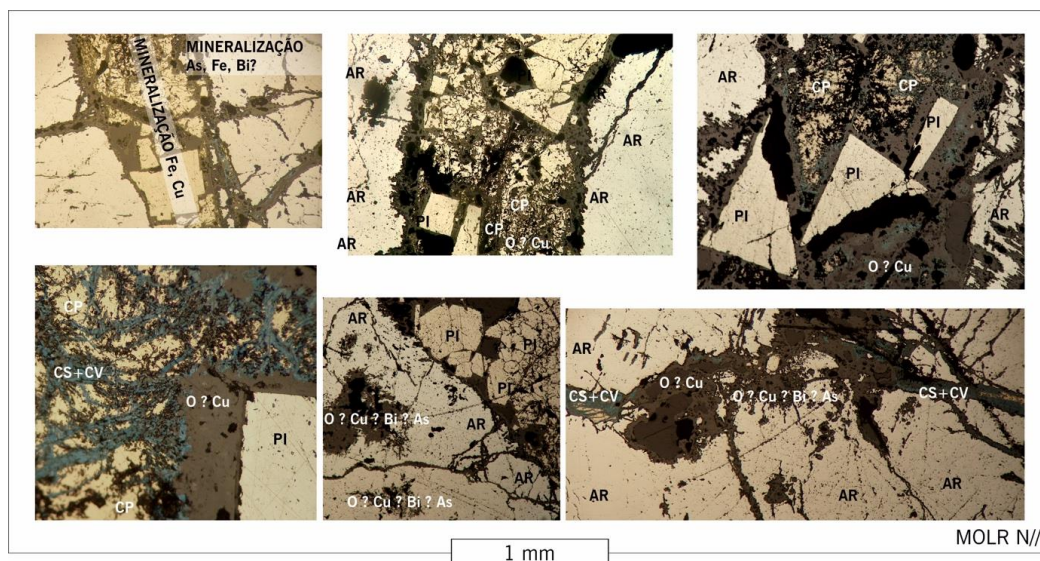


Figura 57 – Sulfuretos e produtos de oxidação. Simbologia mineralógica: AR – arsenopirite; CP – calcopirite; PI – pirite; O? Cu – produtos de oxidação de sulfuretos de Cu; O? Cu? Bi? As – arsenatos, óxidos e sulfatos de As, Bi, Cu; CS+CV – calcosite + covelite.

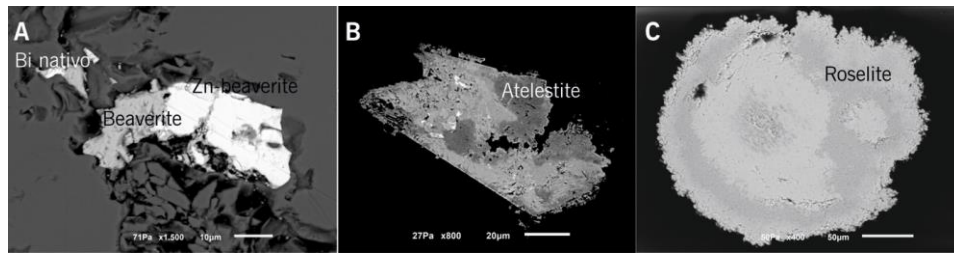


Figura 58 – Modos de contacto binários em associações de minerais supergênicos produzidos por: A – dissolução seguida de depósito de beaverite e Zn-beaverite, com intercrescimento de Bi nativo em beaverite; B – ocorrência de atelestite como resultado de alteração reacional hidrotermal do fosfato ximengite; C – ocorrência de roselite esferoidal como resultado do desequilíbrio de fases primitivas com Co.

## 5.4 Minerais como Indicadores Termométricos e Geotermómetros Verdadeiros

A triclinicidade dos feldspatos potássicos (Goldsmith & Laves, 1954) é usada por Shmakin (1979) para caracterizar de forma expedita a estrutura da fracção feldspática, correlacionando-a com condições de cristalização e evolução dos aplito-pegmatitos hospedeiros (Leal Gomes, 1994).

Neste estudo, a triclinicidade ( $\Delta$ ) foi calculada pela fórmula de Goldsmith & Laves (1954)  $\Delta = 12.5 (d_{131} - d_{1(-3)1})$ , em que a triclinicidade (expressa em Å) é determinada através da diferença entre as distâncias reticulares – d, atribuídos às famílias de planos (131) e (1(-3)1) (Ferreira, 2015). Para comparar os valores de d correspondentes aos planos (131) e (1(-3)1) de cada amostra, recorreu-se a um *template* de conversão, JCPDS, graus  $2\theta$  – espaçamentos interplanares (*D-spacings*) (USGS, 2001) (Figura 59).

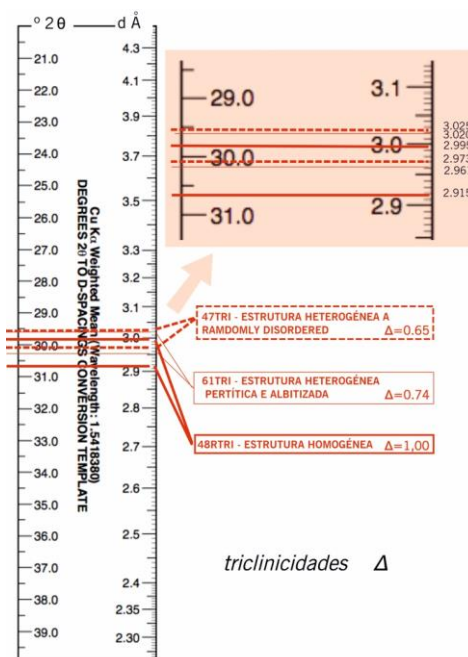


Figura 59 – Determinação dos valores dos planos (131) e (1(-3)1) das fases presentes, recorrendo a um modelo de conversão de padrões de graus  $2\theta$  em espaçamentos interplanares (*D-spacings*) (USGS, 2001) aplicado ao estudo comparativo dos difratogramas no intervalo  $2\theta = 29^\circ$  a  $31^\circ$  (Figura 60).

## Paragéneses

Esta comparação deduz-se também dos difratogramas parciais da (Figura 60), a que permite inferir uma evolução no ordenamento estrutural dos feldspatos. Na zona do contacto com o encaixante foi colhida amostras de:

- ortose a microclina (amostra 47) com estrutura heterogénea desordenada e valor de  $\Delta = 0.65$ ;
- ortose a microclina pertítica (amostra 61) com estrutura heterogéna pertítica albitizada e valor de  $\Delta = 0.74$ ;
- microclina (amostra 48 – proveniente da zona de bordadura) com estrutura homogénea e valor de  $\Delta = 1$ .

Dado que estas triclinicidades são representativas do padrão geral pode dizer-se que na zona de bordadura do pegmatito existe uma inversão de valores de triclinicidade.

De acordo com Leal Gomes (1994), Neves (1962) e Nunes (1973), a ocorrência de microclina ( $\Delta$  próximo ou igual a 1) é típica em pegmatitos que apresentam estruturas internas heterogéneas geradas em ambientes miarolíticos em contexto intragranítico. Godinho (1982) sugere que o contexto intragranítico facilita a inversão, pela persistência de uma temperatura ambiente mais elevada, permitindo a intervenção dos fluidos intersticiais, no sentido de promover um ordenamento cristalino. Assim sendo, é possível que a evolução do ordenamento feldspático no pegmatito de Vergaço, que é intragranítico, resulte da intervenção de fluidos intersticiais ativantes a temperaturas ambiente elevadas e recorrentes, o que se considera indicador da existência de mais do que uma fase de reestruturação cristalina da fase feldspática.

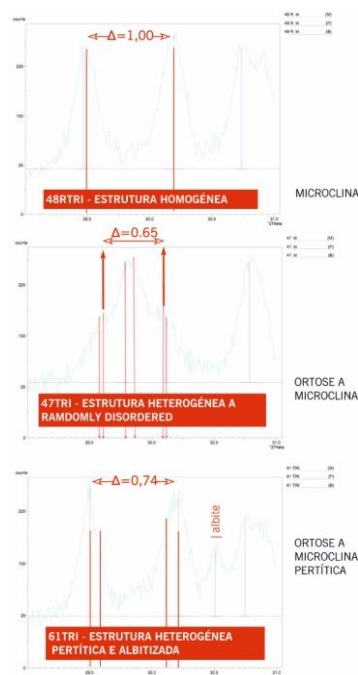


Figura 60 – Configuração dos difratogramas representativos dos feldspatos potássicos identificados e os respetivos valores de triclinicidade.

### 5.4.1 Arsenopirite como Geotermômetro

A arsenopirite é o mineral mais refratário de todos os sulfuretos observados no pegmatito. Apenas desequilibra de forma drástica (colapsa) em condições supergênicas. Tratando-se de um mineral não estequiométrico, os intervalos de variabilidade observados nos conteúdos elementares, têm sido usados para a aproximação às condições de formação (Kretschmar & Scott, 1976).

No estudo paragenético da ocorrência de Vergaço foram identificadas quatro gerações de arsenopirite, associadas a diferentes unidades internas.

Cristais polidos destas gerações diferenciadas foram estudadas em MEV-ER e MEV-DE. Obtiveram-se também composições em microsonda eletrônica. As arsenopirites, classificadas na Tabela 12 como Vs1 e Vs2 (imagem C da Figura 61), coexistem com os sulfuretos – pirite, pirrotite, calcopirite e blenda, com Bi nativo e com sulfossais de Ag-Bi-Pb – enquanto que as classificadas como 46C, 44 e 46' na Figura 61 coexistem com os sulfuretos – pirite, calcopirite, com lollingite, com Bi nativo e produtos supergênicos – escorodite, rooseveltite e arsenobismite.

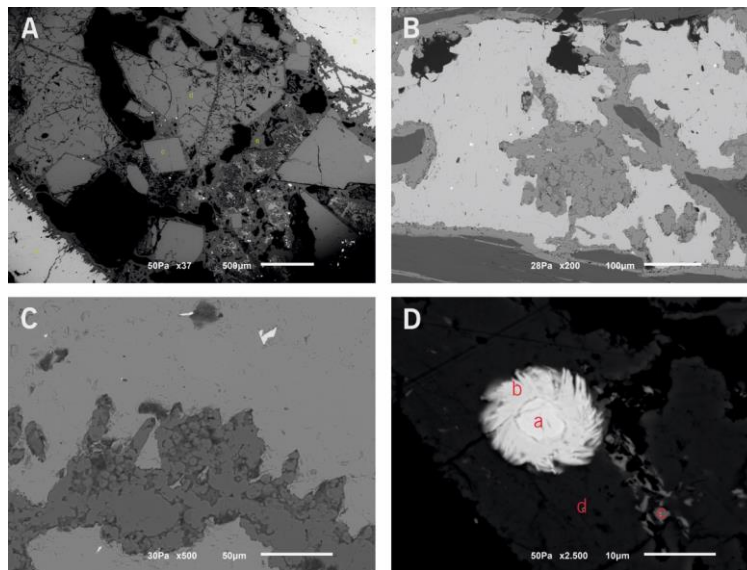


Figura 61 – Imagens MEV, representativas das arsenopirites do pegmatito de Vergaço. A – mineralização venular pós-arsenopirítica, constituída por diferentes gerações de pirite; B – inclusão de bismuto nativo (pontos brilhantes) em arsenopirite, que se encontra envolvida e penetrada por escorodite; C – inclusão brilhante de bismuto nativo em arsenopirite com escorodite prismática; D – Corpo esferoidal com núcleo de arsenobismite (a) com esferúla hélicoïdal de bordo de rooseveltite (b), em zona de alteração de lollingite (d) com veio irradiante a partir da esferúla de calcopirite (c).

A projeção dos dados da Tabela 12, no diagrama pseudobinário T-X de Kretschmar & Scott (1976) (Figura 62), sugere a existência de duas fases de mineralização: a primeira corresponde ao domínio *liquidus-solidus* das arsenopirites em presença de feldspatos e ocorre no intervalo de temperatura entre os  $\pm 525^{\circ}$  e os  $\pm 565^{\circ}\text{C}$ ; a segunda ocorre à temperatura de  $\pm 490^{\circ}\text{C}$  e corresponde ao domínio da precipitação hidrotermal em coexistência com quartzo.

## Paragéneses

Tabela 12 – Análises representativas de arsenopirites do pegmatito de Vergaço, valores obtidos em microsonda (\*) e em MEV-DE (\*\*) por comparação com padrão analisado em microsonda.

Amostras	(% ) Peso			(% ) Atômica		
	S	As	Fe	S	As	Fe
<b>Vs1 – 2*</b>	19,38	46,45	33,71	33,06	33,92	33,02
<b>Vs1 – 7*</b>	19,81	45,97	33,44	33,76	33,53	32,71
<b>Vs2 – 2*</b>	19,86	44,90	33,33	34,12	33,01	32,87
<b>46 Ca**</b>	19,28	48,45	32,27	32,94	35,42	31,64
<b>46 Cb**</b>	18,91	49,07	32,02	32,44	36,02	31,54
<b>44**</b>	19,02	49,24	31,74	32,62	36,13	31,25
<b>46***</b>	20,00	48,80	31,20	34,02	35,52	30,46

Valores normalizados a 100%;

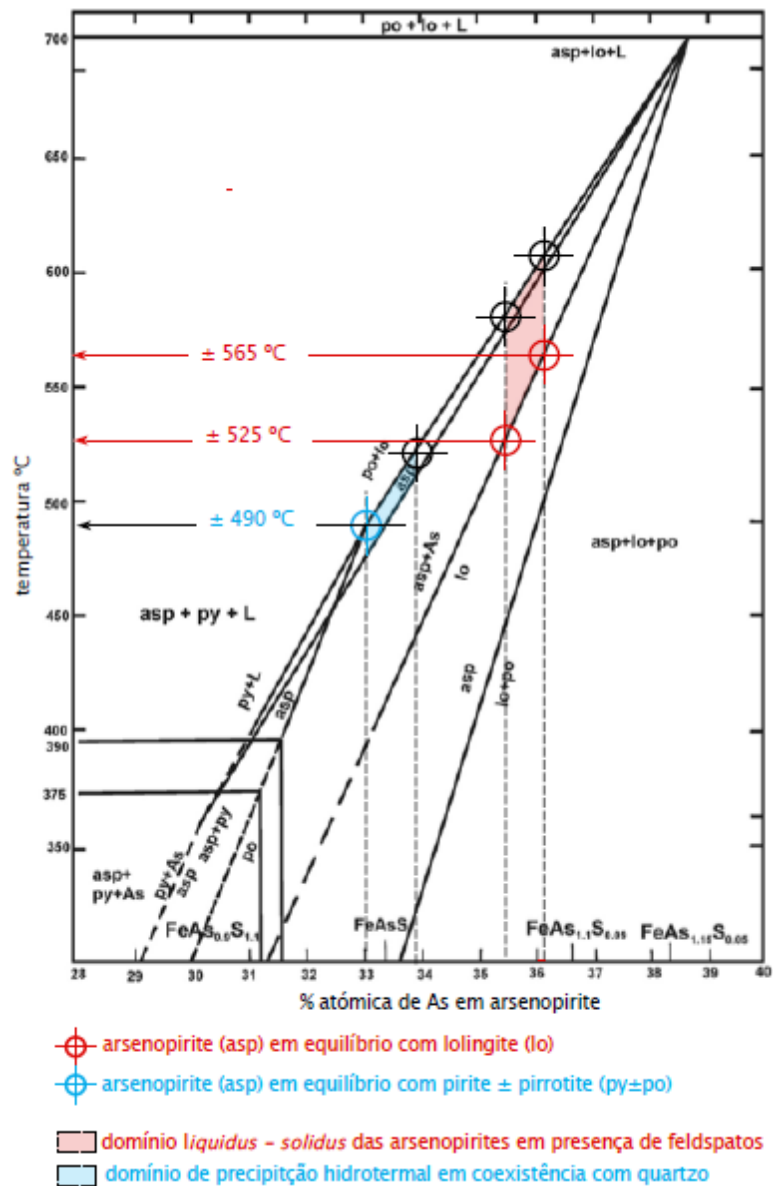


Figura 62 – Projeção dos dados da Tabela 12 no diagrama pseudobinário T-X de Kretschmar & Scott (1976).

#### 5.4.2 Sulfuretos e Sulfossais de Ag-Bi-Pb

A combinação de projeções dos sulfuretos e sulfossais de Ag-Bi-Pb, representados na porção inferior da Figura 51, atrás, podem ser interpretadas como resultado das condições térmicas de formação (Leal Gomes, 1994). De acordo com o trabalho experimental realizado por Craig (1967), as fases identificadas na linha de conjugação PbS – Bi<sub>2</sub>S<sub>3</sub>, são estáveis acima dos 400°C. Como o mineral cosalite é estável apenas a temperaturas inferiores a 425 ±25°C (na presença de vapor), a ocorrência combinada possibilita a delimitação das condições térmicas no momento da mineralização.

Ainda de acordo com Craig (1967), a presença do mineral galenobismutite, não tem valor como indicador geológico neste contexto, visto que a temperatura máxima de coexistência da galenobismutite com a maioria dos outros minerais é desconhecida.

A associação matildite-galena é também estável em temperaturas próximas de 400°C, mas o solvus (solução sólida completa) só é intercetado à temperatura de 215 +/- 15°C. Abaixo desta temperatura característica, formam-se por exsolução, texturas semelhantes a estruturas de Widmanstätten (Craig, 1967). Não foram observadas estas formas específicas de texturas associadas à matildite-galena. Portanto, descartam-se temperaturas de formação inferiores a 215 +/- 15°C.

## 6. DISCUSSÃO DE RESULTADOS

Os resultados obtidos evidenciam uma elevada diversidade mineralógica portadora dos metais de W, Ti, e dos Nb – tantalatos. De forma a extrapolar tendências mineroquímicas de equilíbrio e de evolução, projetaram-se as composições químicas dos óxidos de W, Ti, Nb e Ta, no quadrilátero das columbitas [Ta/(Ta+Nb) vs Mn/(Mn+Fe)] (Figura 63).

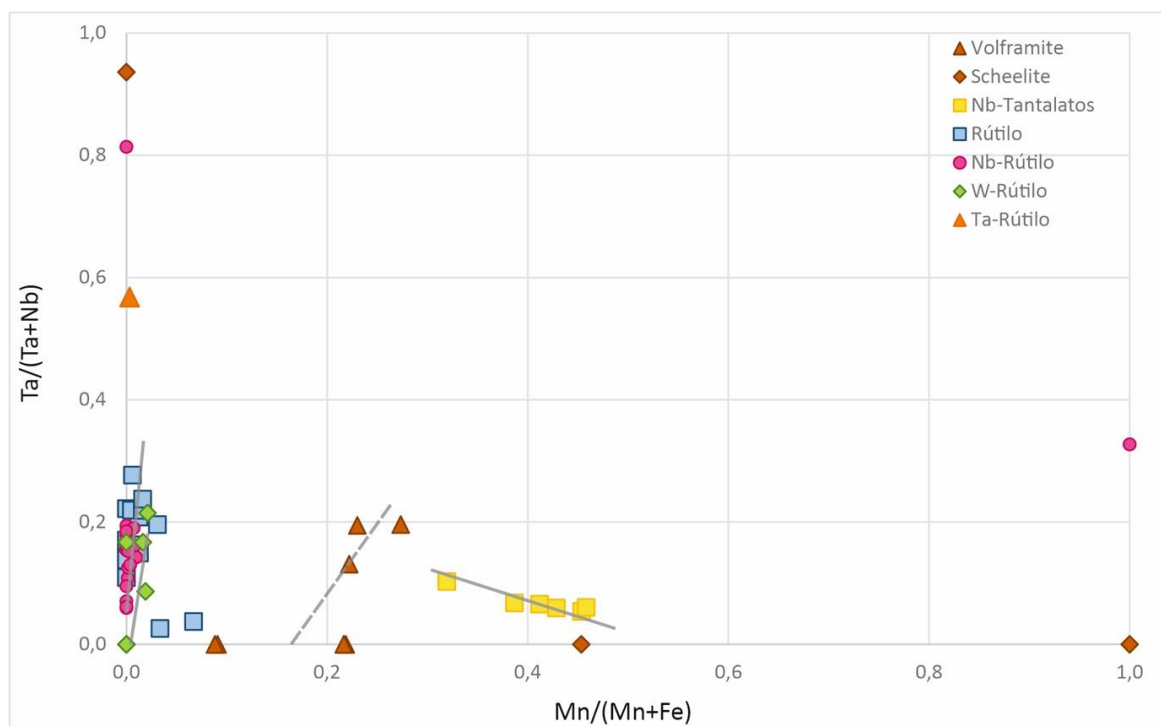


Figura 63 – Projeção das composições químicas, em valores apfu, dos óxidos de W, Ti, Nb e Ta no quadrilátero das columbitas. NOTA: a menção Nb-tantalatos inclui verdadeiras columbitas-tantalites.

Numa síntese global, a maioria dos óxidos projetados situa-se no campo da ferrocolumbite. Trata-se de termos fortemente ferríferos, com  $Mn/(Mn+Fe) < 0,4$ . Isoladamente cada conjunto de óxidos, mostra um ligeiro aumento da razão  $Mn/(Mn + Fe)$  à medida que se passa de Nb-rútilo, W-rútilo e rútilo para as volframites, e destas para os Nb-tantalatos. É também relevante, que as linhas de tendência interpretadas, dos conjuntos das volframites e dos Nb-tantalatos, mostrem um ligeiro enriquecimento em Mn. Mas de uma forma geral, o Mn não aumenta como nas sequências pegmatíticas típicas, tal como defendem Černý *et al.* (1992). De acordo com Leal Gomes *et al.* (2009) esta constatação sugere que em parte o fracionamento mineroquímico decorre de reequilíbrios *subsolidus* dos minerais portadores. Isto é consistente com a exsolução observada, de Nb-Ta a partir da rede do rútilo. Verifica-se uma maior favorabilidade para a expurgação do Ta relativamente ao Nb. Leal Gomes (2016) realça a importância do rútilo, mais precisamente da sua estrutura cristalina, que é frequentemente considerada como a

## Discussão de Resultados

principal portadora primordial de Nb e Ta. A exsolução de Nb-Ta a partir da rede do rútilo, está relacionada com o metassomatismo por fluidos hidrotermais em que o ordenamento cristalino em *subsolvus – subsolidus*, ocorre em função de uma sucessão de ciclos de *annealing-recovery*.

No âmbito geral, existem duas vias de fraccionação de Nb-tantalatos:

- exsolvidos da rede cristalina do rútilo, normalmente com zonalidade oscilatória inversa, associada e típica das tendências de exsolução;
- intercrescimentos de Nb-Ta em tungstatos e sobrecrescimentos epitáxicos, em que alguns desses intercrescimentos apresentam zonalidade oscilatória normal.

A zonalidade oscilatória sectorial é notável e com frequência de ocorrência relevante, sendo a sua origem atribuída por Von Knorring & Condliffe (1984), a fenómenos de imiscibilidade em séries isomórfica de niobites-tantalite, enquanto que para Lahti (1987), este tipo de zonalidade, ocorre devido à inércia do crescimento-atraso na resposta relativamente a modificações de concentração na interface entre o cristal e o meio de crescimento (Leal Gomes, 1994). As ilações retiradas e apresentadas anteriormente, dos padrões de zonalidade e das texturas analisadas, sugerem que as oscilações estão relacionadas com a dinâmica do crescimento, neste caso específico, são as incorporações de diferentes quantidades de Nb e Ta, que controlam os padrões oscilatórios, verificando-se sempre uma tendência inversa ao Ti, ou seja, quando Nb-Ta aumentam Ti diminui ou vice-versa, esta particularidade foi também relatada por (Černý *et al.*, 2007). Com base nos argumentos anteriores, considera-se que tanto os zonamentos oscilatórios observados em intercrescimentos como os observados em exsoluções, se adaptam ao modelo de origem defendido por Lahti (1987).

Leal Gomes (1994), relaciona os diferentes padrões de zonalidade com o meio de crescimento do cristal. Segundo este autor, os padrões progressivos normais indiciam estabilidade no ambiente de cristalização e equilíbrio durante os sucessivos estádios evolutivos, enquanto que os zonamentos em retalho indicam uma maior perturbação dos meios de crescimento, podendo mesmo ocorrer fenómenos de substituição e são caracterizados por desequilíbrios termodinâmicos e composicionais. No presente trabalho apenas se observaram padrões de zonamento oscilatório, os quais refletem um ligeiro desequilíbrio, essencialmente térmico.

Em termos de teores, no contexto geral, verifica-se uma predominância do Nb em relação ao Ta, com valores de  $Ta/(Ta+Nb) < 0,4$ . Individualmente, os conjuntos de projeções, Nb-rútilo, W-rútilo e rútilo, expressam uma ligeira tendência para o aumento de Ta (Figura 63).

As columbites-tantalites, identificadas na Figura 63 como Nb-tantalatos foram projetadas no diagrama  $Nb^{5+}$  vs  $Ta^{5+}$  (Figura 64), permitindo avaliar a variabilidade composicional das columbites-tantalites. Os



## Discussão de Resultados

dados projetados recaem sobre o domínio das Ti-ixiolites, à exceção de um mineral, a qitianlingite, que se afasta do somatório –  $Ta+Nb=2$ .

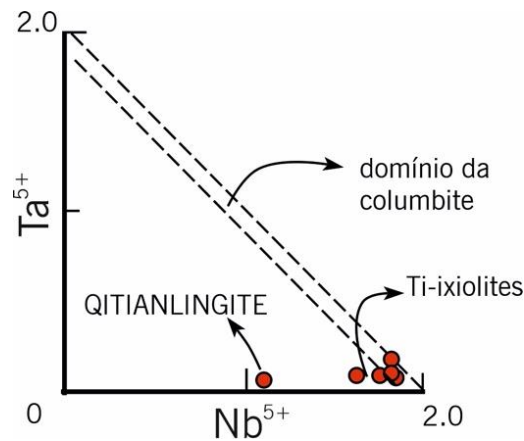


Figura 64 – Projeção das columbites-tantalites (identificadas na Figura 63 como Nb-Tantalatos) no diagrama  $Nb^{5+}$  vs  $Ta^{5+}$ . As duas retas delimitam os campos da columbotantalite (espaço entre as retas) e da ixiolite-wodginite (espaço abaixo do limite inferior) segundo (Neiva (1996).

A qitianlingite, no diagrama triangular  $(Nb+Ta) - (Ti+Sn+W+Zn) - (Fe+Mn+Mg+Sc)$  (Figura 65), é projetada aproximadamente a meio da linha de conjugação columbite  $[Fe^{2+}(Nb,Ta)_2]$  – volframite, que segue uma tendência que intersesta a linha de substituição da ixiolite, o que significa que, este mineral, uma raridade típica de Vergaço pode ser um elo mineraloquímico entre a volframite e a ixiolite.

No diagrama da Figura 65 o alinhamento dos rútilos, Nb-rútilo, Ta-rútilo e W-rútilo, desfila ao longo da linha de substituição  $Fe^{2+}(Nb,Ta)_2 = (Fe,Mn)^{2+}(Nb,Ta)^{5+}_2O_6$  – entre rútilo e columbite, o que significa que o Nb, Ta e  $Fe^{2+}$  entram na rede cristalina do rútilo de acordo com a substituição do tipo columbite.

A interseção das linhas de substituição Ti (rútilo) –  $Fe^{2+}(Nb,Ta)_2$  (columbite) e  $Nb+Ta$  – volframite, indica a posição das wodgnites, verificando-se não existirem wodgnites que tendam a ser mais ricas em Ta do que em Nb.

De acordo com Leal Gomes (2016) e segundo a sucessão convencional “pneumatolítica” a hidrotermal, os óxidos de Ti-Nb-Ta antecedem a deposição dos tungstatos. Os dados obtidos corroboram a afirmação daquele autor, diretamente, em relação aos óxidos de Ti, indiretamente, em relação aos óxidos de Nb e Ta.

Embora não se tenham observado evidências inequívocas da cronologia dos Nb-Ta anteriores aos tungstatos, sugere-se a ocorrência, na frente de transição entre a zona intermédia e o núcleo de quartzo, de um possível salto composicional (lacuna), que resultou num hiato de precipitação/cristalização de Nb-Ta primitivo. Este é ocluído no decorrer da fase de desequilíbrio químico (associada a instabilidade deformacional) resultando na ocorrência de paragéneses de Nb-Ta apenas secundárias, coexistentes intercrescidas com tungstatos ou em sobrecrecimentos epitáxicos.

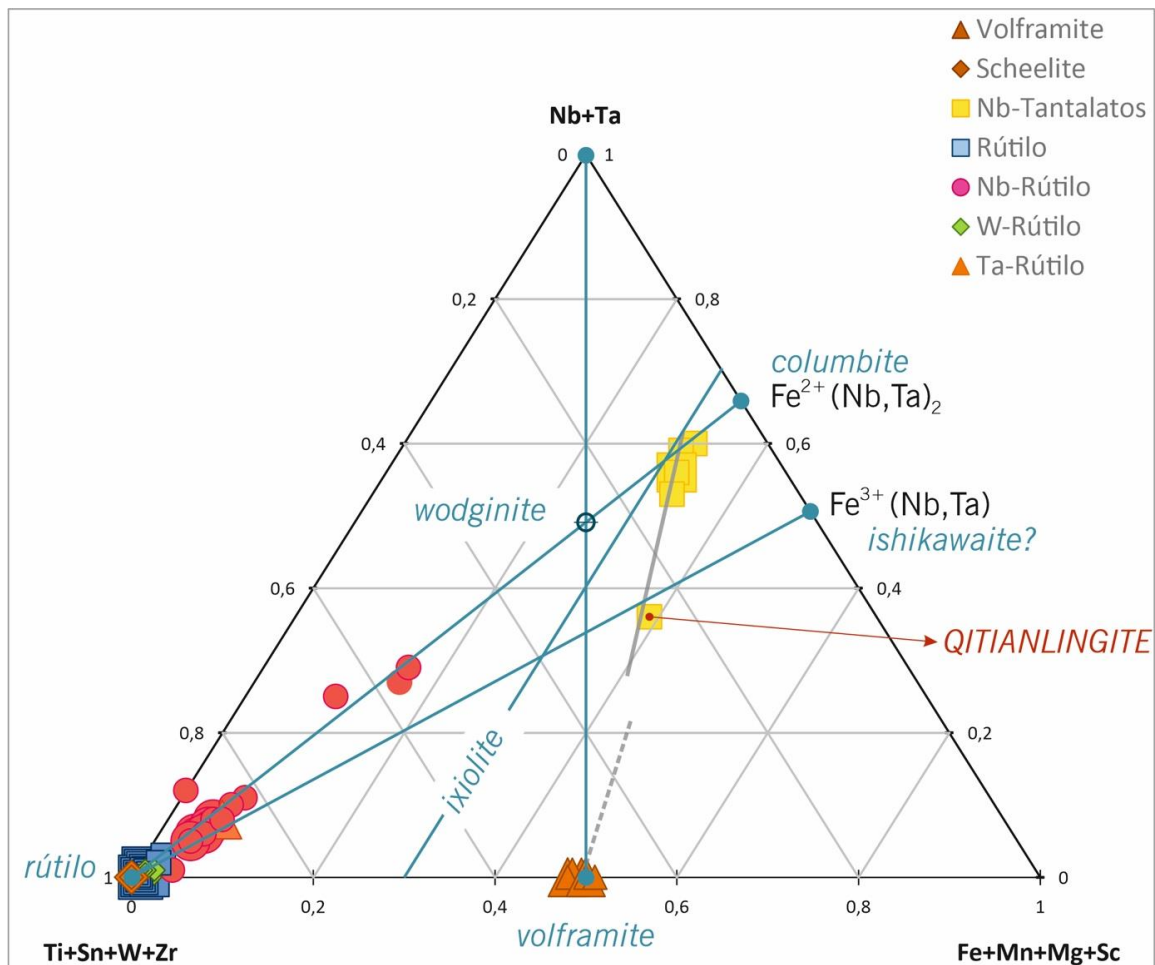


Figura 65 – Projeção dos conteúdos catiónicos dos óxidos de W, Ti, Nb e Ta no diagrama triangular (Nb + Ta) – (Ti + Sn + W + Zr) – (Fe + Mn + Mg + Sc).

Linhas de substituição:  $\text{Fe}^{2+}(\text{Nb,Ta})_2 = (\text{Fe,Mn})_{x+}(\text{Nb,Ta})_{5-x}^{5+} \text{O}_6$  – columbite;  $\text{Fe}^{3+}(\text{Nb,Ta}) = (\text{Fe}^{3+}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mn}^{2+}, \text{Nb}^{5+}, \text{Ta}^{5+}) \text{O}_2$  – ixiolite

O parâmetro, triclincidade, de Goldsmith & Laves (1954) revelou, no sistema de Vergaço, valores de  $\Delta$  baixos e valores de  $\Delta$  mais próximos ou =1 – indicativos de inversão no ordenamento cristalino dos feldspatos. De uma forma simplificada, os feldspatos monoclinicos, correspondem aos feldspatos primitivos, enquanto que os triclinicos correspondem aos mais evoluídos. Como referenciado anteriormente, Godinho (1982) sugere que o contexto intragranítico associado a ambientes de elevada temperatura, pode permitir a intervenção dos fluidos intersticiais, possibilitando a inversão do ordenamento cristalino, assim sendo, além de indicar a existência de mais do que uma fase de reestruturação cristalina da fase feldspática, este parâmetro permite deduzir, que estas fases foram sujeitos às mesmas condições evolutivas que o pegmatito. Considerando a complexidade do processo evolutivo do pegmatito de Vergaço, não nos é possível definir uma cronologia.

## Discussão de Resultados

Associando a ilação anterior com informação recolhida a partir do estudo das arsenopirites – da existência de duas fases de mineralização, em que primeira corresponde ao domínio *liquidus-solidus* das arsenopirites em presença de feldspatos e ocorre no intervalo de temperatura entre os  $\pm 525^\circ$  e os  $\pm 565^\circ\text{C}$ ; e que a segunda ocorre à temperatura de  $\pm 490^\circ\text{C}$  e corresponde ao domínio da precipitação hidrotermal em coexistência com quartzo, é possível, tendo em conta que para que ocorra ordenamento cristalino dos feldspatos é necessário um ambiente de elevada temperatura, que a inversão possa ter ocorrido antes ou simultaneamente à sulfidização precoce. A análise dos sulfuretos e sulfossais de Ag-Bi-Pb, corroboram os valores de temperatura, atribuídos pelo estudo anterior, ao domínio da precipitação hidrotermal e possibilitaram ainda, através da conjugação de certos minerais na junção  $\text{PbS} - \text{Bi}_2\text{S}_3$ , a aplicação de limites mínimos de temperatura.

Individualmente, cada um destes indicadores termométricos, evidenciam algumas limitações, que podem ser colmatadas, através do cruzamento de informação, de forma a atribuir veracidade, de cariz científico, aos resultados obtidos.

Na Figura 66 limitam-se estados e unidades de fraccionaço interna do pegmatito a que correspondem a paragénese patente na Figura 67.

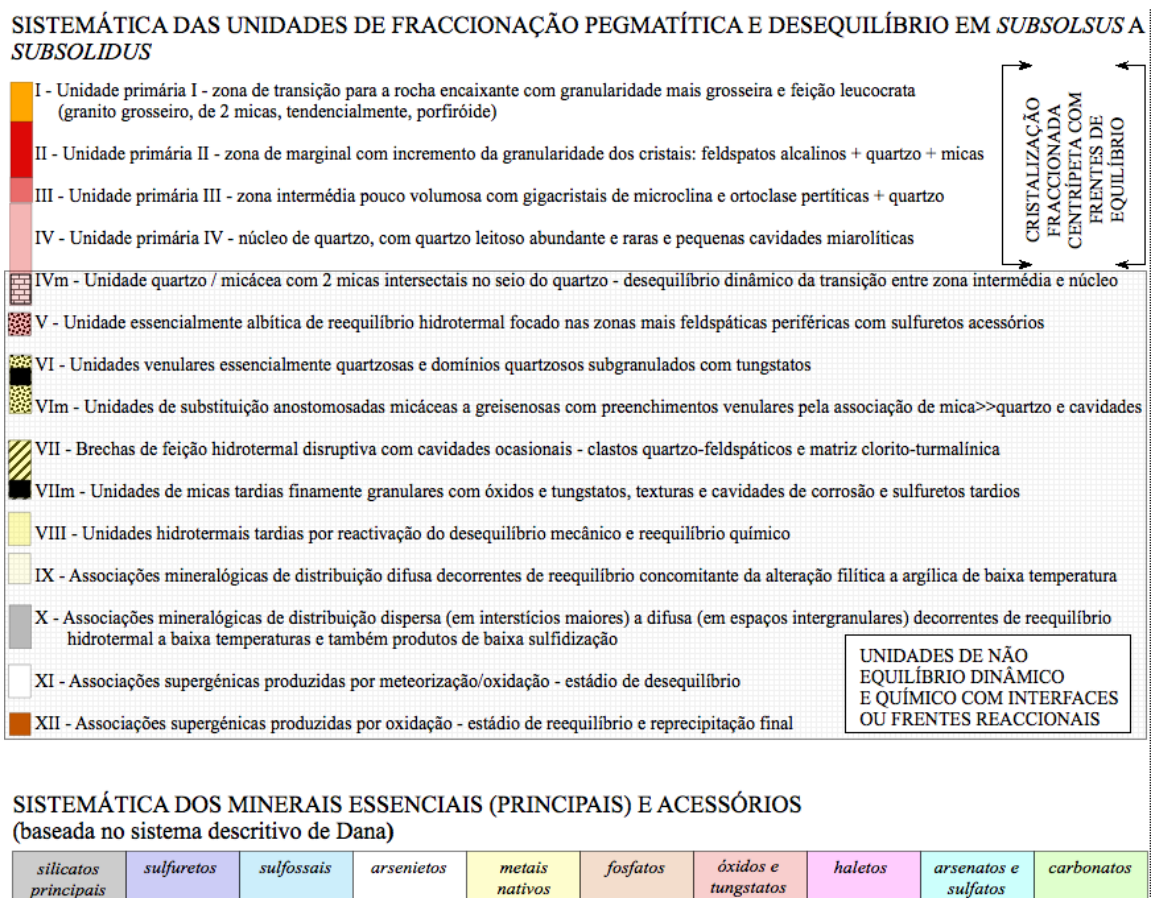


Figura 66 – Sistemática das unidades de fraccionaço pegmatítica e desequilíbrio em *subsolvus a subsolidus* – imagem superior; sistemática dos minerais essenciais (principais) e acessórios (baseada no sistema descritivo de Dana).

## Discussão de Resultados

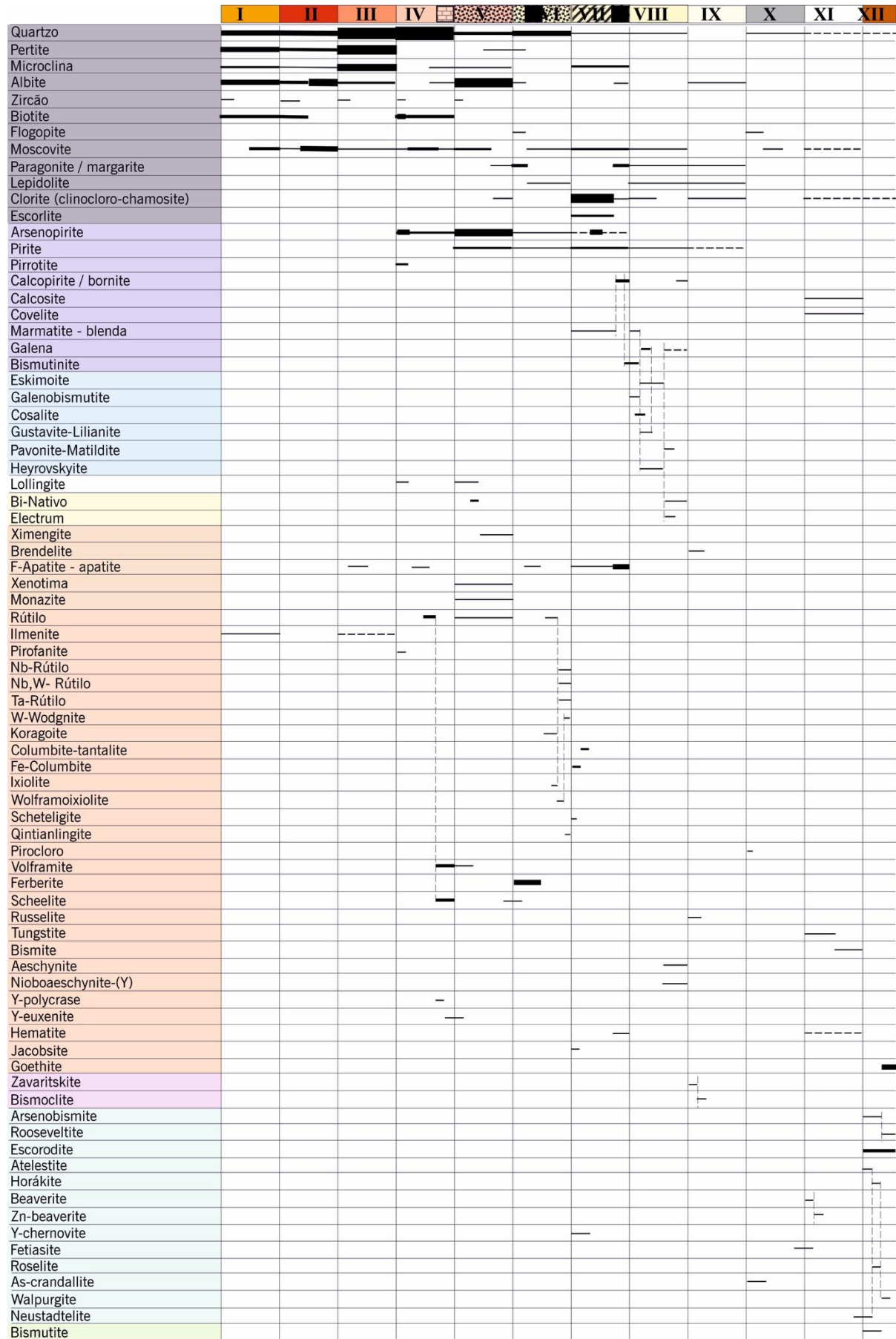


Figura 67 – Quadro paragenético conceptual, do conjunto pegmatítico total.

## Discussão de Resultados

De acordo com Leal Gomes (1994) e Leal Gomes & Lopes Nunes (2003) são os processos de *mixing-mingling* – hibridização dos magmas graníticos por mistura com magmas mais básicos, que potenciam a geração de magmas pegmatíticos.

Estes processos explicam também a distribuição de bolsadas pegmatíticas com alinhamento condicionado a determinados corredores de proliferação de encraves microgranulares máficos (Guimarães, 2012). Tendo em consideração que o pegmatito foi explorado e que evidências, como xenólitos ou enxames de encraves homogêneos, não observadas, possam ter sido extraídas, e considerando ainda, o trabalho realizado por Silva (2002), que delimitou um intervalo de cotas (entre os 200 e os 650m), para a ocorrência de pegmatitos intragraníticos com índice cerâmico, é possível, que na área contígua ao corpo pegmatítico principal, corredores *mixing-mingling* proliferem em profundidade. A análise bibliográfica aplicada, como base de comparação, realça a singularidade do processo evolutivo do pegmatito de Vergaço e mais ainda da paragênese e especialização metalífera que lhe é intrínseca.

## 7. IMPLANTAÇÃO E EVOLUÇÃO DO CORPO PEGMATÍTICO DE VERGAÇO

A implantação e evolução do pegmatito de Vergaço foi fortemente condicionada pela cinemática de instalação dos granitos, em interferência com os campos de tensões regionais, associados à terceira fase de deformação Varisca, e pela estruturação apical que esta fase determina nos plutonitos graníticos hospedeiros.

O modelo conceptual de ascensão, dos compósitos pegmatíticos iniciais de Vergaço, sugere a evolução diapírica, neste caso, a deslocação dos diferenciados residuais no interior das câmaras graníticas parentais por efeito dos contrastes de densidade e viscosidade, sob condicionamento da pressão hidráulica dos fundentes e da tectónica regional (Silva, 2002).

A geometria em forma de gota invertida é adquirida através do processo *ballooning*, quando na proximidade da cúpula dos plutonitos, o compósito pegmatítico, ultrapassa, os efeitos de barreira (resultantes da maior taxa de cristalização e maior viscosidade do magma granítico) e os painéis de nucleação cristalina acoplada (originados por diferenciação termogravítica) (Dias, 2013; Guimarães, 2012; Silva, 2002).

O colapso da cúpula granítica a teto do pegmatito, possivelmente relacionado com o contínuo aumento da pressão hidráulica e deslocamento intermédio entre tangencial a transcorrente, verificado na conjugação das direções de cisalhamento contíguas, gera um volume dilatacional que acolhe o pegmatito num contexto transpressivo a transtensivo, o que lhe confere a forma final em *pull-a-part* (Figura 68 A). Nestas circunstâncias o colapso da cúpula é favorável à fraccionação granito – pegmatito promovendo a diferenciação in situ e o zonamento interno (Figura 68 A).

A reativação cinemática das fronteiras da zonalidade, originou desequilíbrio dinâmico intra-pegmatítico, em que se passa de  $\sigma_1$  regional  $>$   $\sigma_1$  dirigido para  $\sigma_1$  regional  $<$   $\sigma_1$  dirigido e de pressão confinante  $>$  que H<sub>2</sub>O para pressão confinante  $<$  que H<sub>2</sub>O. Como consequência ocorre a fracturação hidráulica – brechificação (Figura 68 B) e nova reativação de fronteiras zonais (Figura 68 C). O estágio hidrotermal da mineralização consequente (Figura 68 D e E), teve grande expansão volumétrica, traduzindo-se em unidades de substituição micáceas, vários preenchimentos quartzosos nucleares em episódios de fracturação e selagem sucessivos, com enriquecimento em minérios de W, Ti, Nb e Ta nas unidades de substituição e enriquecimento em sulfuretos e Bi nativo em núcleos de quartzo cataclástico e corroído (Figura 68 D e E).

## Implantação e Evolução do Corpo Pegmatítico de Vergaço

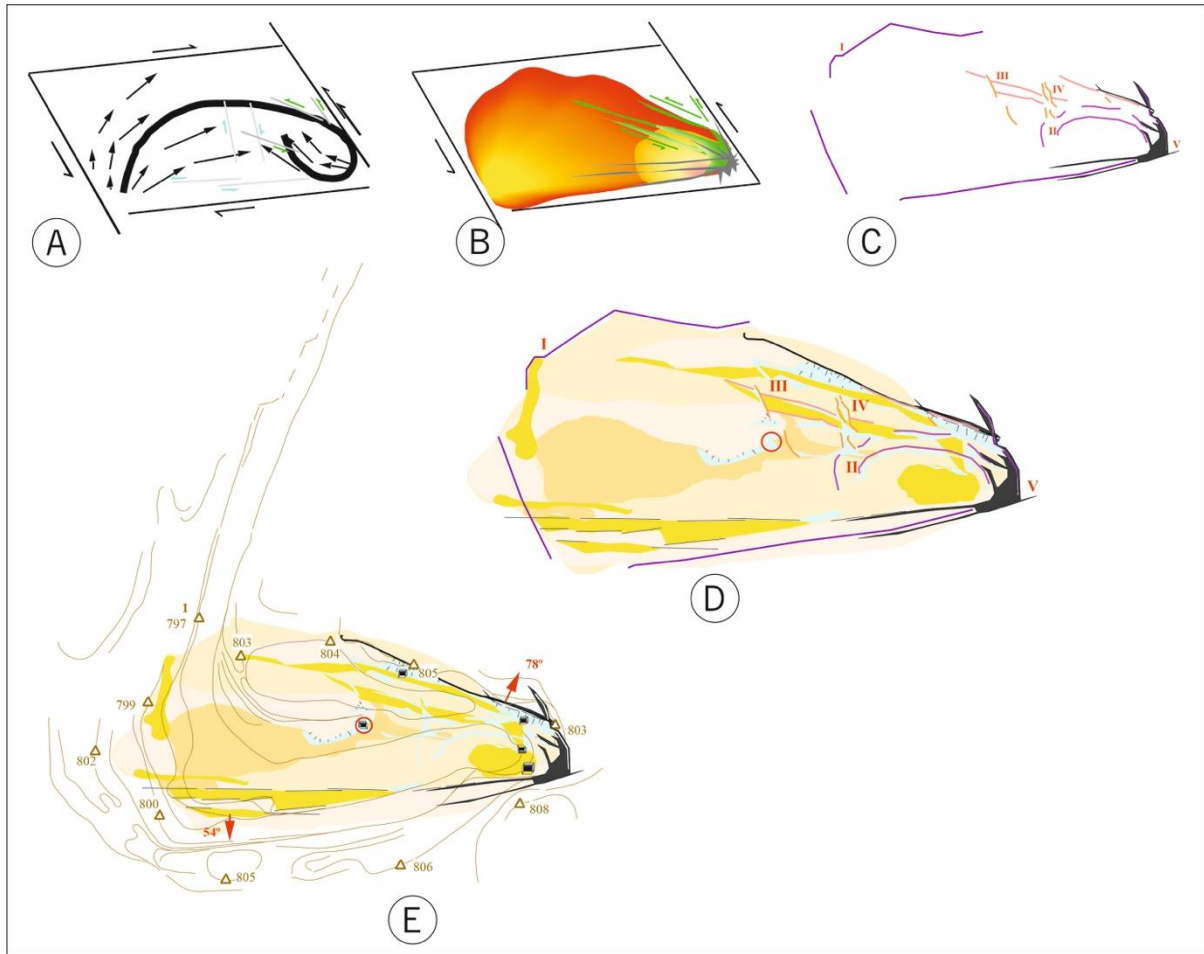


Figura 68 – Esquemática por fases do modelo de implantação e evolução do corpo pegmatítico de Vergaço: A – representação das direções de deslocamento tangencial a transcorrente que ocorrem na conjugação das direções de cisalhamento contíguas e do início da diferenciação *in situ* e zonamento interno; B – brechificação por aumento de desequilíbrio dinâmico associado à reativação cinemática das fronteiras de zonabilidade; C – nova reativação das fronteiras zonais primárias (unidades I, II, III e IV) resultante da brechificação (V); D e E – representação do aumento de fluidos hidrotermais circulantes – propícios a reações metassomáticas e com fracturação e selagem sucessivas, o que se traduz na ocorrência de unidades tardias e de substituição.

## 8. CONCLUSÕES

Em trabalhos publicados, verifica-se a associação da paragénese Bi-Ti-W à família híbrida sugerida por Černý (1990, 1991a); Černý & Ercit (2005); Ginsburg *et al.* (1979). Tal como sugere Leal Gomes (1995), a composição mineralógica das unidades tardias reflete o paroxismo da evolução granítica residual e pode constituir um critério da classificação dos pegmatitos, ao mesmo tempo que funciona como traçador da filiação (Silva, 2002).

O resultado do trabalho analítico realizado em especial o mineroquímico das unidades constituintes do pegmatito, vai de acordo com a argumentação anterior, demonstrando-se relevante para estabelecimento de um novo tipo paragenético e de uma nova filiação tipológica, determinando:

- O tungsténio como especialização metalogénica (de especificidade rara, visto não se identificar nenhuma ocorrência semelhante na bibliografia consultada);
- Que a associação paragenética Bi-Ti-W, resulta da extrema complexidade evolutiva atribuída alterações metassomáticas em equilíbrio *subsolvus* a *subsolidus* e por alterações supergénicas;
- A relação do metassomatismo com o enriquecimento em minérios de interesse económico e com a ocorrência abundante e diversificada de minerais acessórios raros.



## BIBLIOGRAFIA

- Aires, J. (2017). *Análise Paragenética de Mineralizações de Sn, W e Sulfuretos da Região de Argozelo, Vimioso*. Universidade do Minho.
- Azevedo, M., & Aguado, B. (2013). Origem e instalação dos Granitóides Variscos na Zona Centro-Ibérica. In R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha, & J. C. Kullberg (Eds.), *Geologia de Portugal Volume 1 - Geologia Pré-mesozóica de Portugal* (Escolar Ed, pp. 377–402). Lisboa.
- Brisbin, W. C. (1986). Mechanics of pegmatite intrusion. *American Mineralogist*, 71, 644–651.
- Brun, J. P. (1981). *Instabilités gravitaires et deformation de la croute continentale*. Université de Rennes I, France.
- Brun, J. P. (1983). L'origine des dômes gneissiques: modèles et tests. *Bulletin de La Société Géologique de France* (7), XXI(2), 219–228.
- Brun, J. P., & Pons, J. (1981). Strain patterns of pluton emplacement in a crust undergoing non-coaxial deformation. *Journal of Structural Geology*, 3(3), 219–229.
- Cameron, E., Jahns, R., McNair, A., & Page, L. (1949). Internal structure of granitic pegmatites. *Economic Geology, Monograph*, 2, 115.
- Candela, P. A. (1997). A review of shallow, ore- related granites: textures, volatiles, and ore metals. *Journal of Petrology*, 38(12), 1619–1633.
- Černý, P. (1982). Granitic Pegmatites in Science and Industry. *Mineralogical Association of Canada, Short Course Handbook*, 8, 1–39.
- Černý, P. (1990). Distribution, affiliation and derivation of rare-element granitic pegmatites in the Canadian Shield. *Geologische Rundschau*, 79(2), 183–226.
- Černý, P. (1991a). Fertile granites of Precambrian rare-element pegmatite fields: is geochemistry controlled by tectonic setting or source lithologies? *Precambrian Research*, 51((1-4)), 429–468.
- Černý, P. (1991b). Rare-element Granitic Pegmatites. Part 1: Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits. Part II: Regional to Global Environments and Petrogenesis. *Geoscience Canada*, 18, 68–81.
- Černý, P., & Ercit, T. S. (2005). The classification of granitic pegmatites revisited. *The Canadian Mineralogist*, 43(3), 2005–2026.
- Černý, P., Ercit, T. S., & Wise, M. A. (1992). The tantalite-tapiolite gap: natural assemblages versus experimental data. *Canadian Mineralogist*, 30, 587–596.
- Černý, P., Novák, M., Chapman, R., & Ferreira, K. J. (2007). Subsolidus behavior of niobian rutile from

## Bibliografia

- the Písek region, Czech Republic: A model for exsolution in W- and Fe<sup>2+</sup> >> Fe<sup>3+</sup>-rich phases. *Journal of Geosciences*, 52(1–2), 143–159. <https://doi.org/10.3190/jgeosci.008>
- CIBÕES E BRUFE. (2015). Retrieved November 24, 2020, from Câmara Municipal de Terras de Bouro website: <https://www.cm-terrasdebouro.pt/index.php/autarquia/juntas-de-freguesia/ciboese-brufe>
- Craig, J. R. (1967). Phase Relations and Mineral Assemblages in the Ag-Bi-Pb-S System. *Mineralium Deposita*, 1, 278–306.
- Dias, P. (2013). PROSPEG - Projecto de prospecção, análise distanciada e detecção remota de pegmatitos. In L. Sinergo & U. do Minho (Eds.), *PROSPEG - Projecto de prospecção, análise distanciada e detecção remota de pegmatitos* (pp. 22–109).
- Dias, P. A., Araújo, P., Pereira, M., Pereira, B., & Leal Gomes, C. (2014). Evidências de fenómenos de “bubbling” no maciço granítico de Ferreira de Aves (Viseu): Análise estrutural e paragenética. *Comunicacoes Geologicas*, 101, 255–260.
- Dias, R., & Coke, C. (2006). O funcionamento dos grandes acidentes crustais no controlo da génese e instalação das rochas graníticas na zona Centro-Ibérica. *VII Congresso Nacional de Geologia*, 1231–1234.
- Edm. (2017). Argozelo (Estanho - Tungsténio). Retrieved November 16, 2020, from edm Empresa de Desenvolvimento Mineiro, SA website: <https://edm.pt/mineira/argozelo-volframio-e-estanho/>
- Faria, C., & Leal Gomes, C. (2017). Análise estrutural de pegmatitos graníticos do Litoral Norte de Portugal – dispositivos estruturais internos e fabrics mineralógicos. *Geonovas*, 30, 87–106.
- Farias, P., Gallastegui, G., Lodeiro, F. G., Marquinez, J., Parra, L. M. M., Martínez Catalán, J. R., ... Fernandez, L. R. . (1987). Aportaciones al conocimiento de la estratigrafía y estructura de Galicia Central. *Mem. An. Fac. Cien. Univ. Porto*, 1, 411–431.
- Ferreira, J. (2015). *Amazonites de Valença – Norte de Portugal*. Universidade do Minho.
- Ferreira, J., Araújo, P., Guimarães, F., Pereira, M., & Gomes, C. L. (2014). Geoquímica do Ta e estrutura da sua distribuição no Grupo Pegmatítico Granítico de Senhora da Assunção , Sátão , Centro de Portugal. *Comunicações Geológicas* 101, Especial II, 781–785. Retrieved from <http://www.lneg.pt/iedt/unidades/16/paginas/26/30/185>
- Ferreira, N., Iglesias, M., Noronha, F., Pereira, E., Ribeiro, A., & Ribeiro, M. L. (1987). Granitóides da Zona Centro Ibérica e seu enquadramento geodinâmico. In F. Bea, E. Carnicero, J. C. Gonzalo, M. López Plaza, & M. D. Rodríguez (Eds.), *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico* (pp. 37–53). Madrid: Libro homenaje a L. C. Garcia de Figuerola, Rueda.

## Bibliografia

- Ginsburg, A., Timofeyev, I., & Feldman, L. (1979). *Principles of Geology of the Granitic Pegmatites* (p. 296). p. 296. Moscow: Nedra.
- Godinho, M. (1982). Estudos de mineralogia e geoquímica sobre os granitóides da região do Guardão (Caramulo - Portugal). I - Os feldspatos potássicos e o seu estado estrutural. *Memórias e Notícias, Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra, 93*.
- Goldsmith, J. R., & Laves, F. (1954). Potassium feldspars structurally intermediate between microcline and sanidine. *Geochim. Cosmochim. (Acta 6)*, 100–118.
- Gonçalves, A., Lima, L., Mota, A., Ramos, V., Barros, J., & Noronha, F. (2017). The santa helena breccia pipe (Borralha – North Portugal). A new type of W ore deposit in the Iberian Tin-Tungsten Metallogenic Province. *Comunicacoes Geologicas, 104(1)*, 55–60.
- Gouanvic, Y., & Gagny, C. (1987). Contribution à l'étude des litages pegmatitiques : l'exemple de la pegmatite de Covide (Nord-Portugal). *Geologische Rundschau, 76(1)*, 125–135.
- Guimarães, D. (2012). *Cinemática da mobilidade pegmatítica em enxames epi a mesocorticais – Modelos conceptuais aplicados à prospecção*. Universidade do Minho.
- Guimarães, D., & Leal Gomes, C. (2010). Evolução de forma e implantação de pegmatitos intra-graníticos Variscos – N de Portugal. I – dispositivos ascensionais. *Actas Do VIII Congresso Nacional de Geologia, 11*.
- Julivert, M., Fontboté, J., Ribeiro, A., Conde, L. (1974). Memória explicativa del Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. Escala 1/100000. *Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 133*.
- Kretschmar, U., & Scott, S. D. (1976). Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S their application. *Canadian Mineralogist, 14*, 364–386.
- Lahti, S. I. (1987). Zoning in columbite-tantalite crystals from the granitic pegmatites of the Erajarvi area, southern Finland. *Geochim. Cosmochim. Acta, 51*, 509–517.
- Leal Gomes, C. (1994). *Estudo Estrutural e Paragenético de um sistema Pegmatóide granítico - O campo Aplito - Pegmatítico de Arga*. Universidade do Minho, Braga.
- Leal Gomes, C. (1995). Anatomia e classificação de pegmatitos cerâmicos intra-graníticos do Norte de Portugal. *Universidade Do Porto - Faculdade de Ciências Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico - Memória n.º 4*, 725–729.
- Leal Gomes, C. (2005). Contributo para a Sistemática dos Pegmatitos Graníticos referente à Cintura Varisca Centro-Ibérica: Características a considerar e Quadro Tipológico. *Geonovas, 19*, 35–45.
- Leal Gomes, C. (2016). Mineralizações e Recursos de Tântalo no Norte de Portugal – análise

## Bibliografia

- paragenética. *Geonovas*, 29, 03–42.
- Leal Gomes, C., Dias, P. S. A., & Guimarães, F. (2009). Paragenesis and compositional evolution of high Ta oxides in earlier Variscan pegmatoids of northern Portugal. *Estudos Geológicos*, 19(2), 162–166.
- Leal Gomes, C., & Lopes Nunes, J. (2003). Análise paragenética e classificação dos pegmatitos graníticos da Cintura Hercínica Centro-ibérica. In M. P. Ferreira (Ed.), *A geologia de engenharia e os recursos geológicos* (pp. 85–109). Coimbra: Imprensa da Universidade de Coimbra.
- London, D. (2008). Pegmatites: the canadian mineralogist special publication 10. In *Mineralogical Association of Canada* (Quebec). Canada.
- Lotze, F. (1945). *Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta*. Geotekt. Forsch.
- Makovicky, E. (1981). The building principles and classification of bismuth-lead sulphosalts and related compounds. *Fortschr. Mineral*, 59(2), 137–190.
- Medeiros, A. C., Teixeira, C., & Teixeira Lopes, J. (1974). *Folha 5B - Ponte da Barca da Carta Geológica de Portugal à escala 1:50.000*. Serviços Geológicos de Portugal.
- Medeiros, A. C., Teixeira, C., & Teixeira Lopes, J. (1975). *Notícia Explicativa da Folha 5B - Ponte da Barca da Carta Geológica de Portugal à escala 1:50.000*. (p. 61). p. 61. Lisboa: Serviços Geológicos de Portugal.
- Moëlo, Y., & Lévy, C. (1976). L'indice à sulfoantimoniures de plomb des Cougnasses (commune d'Orpierre, Hautes-Alpes). Partie II. Étude paragenétique. *Bulletin de La Société Française de Minéralogie et de Cristallographie*, 99, 38–49.
- Moura, A., Götze, J., & Kearns, S. (2015). Contribution to the genesis of the Covide layered pegmatite (Portugal). *European Current Research On Fluid Inclusions (ECROFI-XXIII), Extended Abstracts' Volume*.
- Moura, S., Leal Gomes, C., Dias, P., & Lopes Nunes, J. (2011). Determinantes mineralógicos e paragenéticos nas tipologias de minérios e relações teor/tonelagem em pegmatitos do N de Portugal. In L. Martins, D. Oliveira, R. Silva, H. Viegas, & R. Villas Bôas (Eds.), *Valorização de Pegmatitos Litíferos* (DGEG/LNEG/, p. 84). Lisboa.
- Moura, S., Leal Gomes, C., & Lopes Nunes, J. (2010). As assinaturas LCT e NYF em aplito-pegmatitos Variscos de metais raros do NW de Portugal. *Actas Do VIII Congresso Nacional de Geologia*, 20(8).
- Neiva, A. M. R. (1996). Geochemistry of cassiterite and its inclusions and exsolution products from tin and tungsten deposits in Portugal. *Canadian Mineralogist*, 34(4), 745–768.
- Neves, J. M. C. (1962). Pegmatitos da região da Venturinha (Penalva do Castelo, Viseu). *Memórias e*

## Bibliografia

- Notícias, Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra, 54.*
- Niggli, P. (1920). *Die leichtflüchtigen Bestandteile im Magma*. Leipzig: B.G. Teubner.
- Noronha, F. (1979). Les brèches du gisement de W de Borralha (Nord Portugal). Quelques données pour leur classification. *Publicações Do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico Da Faculdade de Ciências Do Porto, 91*, 187–212.
- Noronha, F. (1983). *Estudo metalogénico da área tungstífera da Borralha*. Faculdade de Ciências da Universidade do Porto.
- Nunes, J. L. (1973). Contribution à l'étude minéralogique et géochimique des pegmatites du Mozambique. *Sciences de La Terre, Mem.26(Nancy)*, 261.
- Pereira, E. (coordenador). (1989). *Folha 1 - Minho - Carta Geológica de Portugal à escala 1:200.000*. Lisboa: Serviços Geológicos de Portugal.
- Pereira, M. (2015). *Paragéneses contrastantes no campo pegmatítico de Arga (NW de Portugal) – Diversidade e Equilíbrio*. Universidade do Minho.
- Pereira, M. F. C., Leal Gomes, C., & Aires-Barros, L. A. (2007). Seixigal granite pegmatite (NE Portugal): Structural analysis and general evolution of an outergranite - pegmatite - innergranite stockscheider. *Granitic Pegmatites: The State of the Art – International Symposium Book of Abstracts*, (8), 70–77.
- Pérez-Estaún, A., Bea, F., Bastida, F., Marcos, A., Martínez-Catalán, J. R., Martínez Poyatos, D., ... González Lodeiro, F. (2004). La cordillera varisca europea: el Macizo Ibérico. In J. A. Vera (Ed.), *Geología de España* (SGE-IGME, pp. 21–25). Madrid.
- Phillips, W. J. (1972). Hydraulic fracturing and mineralization. *Journal of the Geological Society, 128*(4), 337–359.
- Phillips, W. J. (1974). The dynamic emplacement of cone sheets. *Tectonophysics, 24*(1–2), 69–84.
- Ribeiro, A. (2013). Evolução Geodinâmica de Portugal ; os ciclos ante-mesozóicos. In R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha, & J. C. Kullberg (Eds.), *Geologia de Portugal Volume 1 - Geologia Pré-mesozóica de Portugal* (Escolar Ed, pp. 11–54). Lisboa: Escolar Editora.
- Ribeiro, A., Munhá, J., Dias, R., Mateus, A., Pereira, E., Ribeiro, L., ... Pedro, J. (2007). Geodynamic evolution of the SW Europe Variscides. *Tectonics, 26*(6), 1–24. <https://doi.org/10.1029/2006TC002058>
- Ribeiro, A., Pereira, E., & Dias, R. (1990). Structure of the Northwest of the Iberian Peninsula. In D. Dalmeyer & E. Martinez Garcia (Eds.), *Pre. Mesozoic Geology of Iberia* (pp. 220–236). Springer-Verlag.
- Roberts, J. L. (1970). *The intrusion of magma into brittle rocks. In: Newal and Rast, mechanism of*

## Bibliografia

*igneous intrusion* (Gallery Pr). Liverpool.

Silva, V. (2002). *Qualificação dos recursos de minerais cerâmicos pegmatíticos - Contributo para a gestão dos recursos pegmatíticos do Minho*. Universidade do Minho.

USGS. (2001). Templates and Tables for Converting Degrees Two Theta to D-spacings. Retrieved May 27, 2021, from Coastal and Marine Geology Program website: <https://pubs.usgs.gov/of/2001/of01-041/htmldocs/methods/2theta2d.htm>

Von Knorring, O., & Condliffe, E. (1984). On the occurrence of niobium-tantalum and other rare-element minerals in the Meldon aplite, Devonshire. *Mineral. Mag.*, 48, 443–448.

Winter, J. D. (2001). *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology* (P. Lynch, Ed.). New Jersey: Prentice-Hall Inc.