U.PORTO
FACULDADE DE CIÊNCIAS
UNIVERSIDADE DO PORTO

universidade
de aveiro

PhD

3.º
CICLO

FCUP
UA
PDGEO
2026

U.PORTO

Evolução dos fluidos nos depósitos de Sn e W associados à zona de cisalhamento de Laza-Rebordelo-Murços (Norte de Portugal)

Sara Costa e Silva

FC

U.PORTO
FACULDADE DE CIÊNCIAS
UNIVERSIDADE DO PORTO

universidade
de aveiro

Evolução dos fluidos nos depósitos de Sn e W associados à zona de cisalhamento de Laza-Rebordelo-Murços (Norte de Portugal)

Sara Isabel Costa e Silva
Programa Doutoral em Geociências
Faculdade de Ciências da Universidade do Porto e
Universidade de Aveiro
2026

PhD

Evolução dos fluidos nos depósitos de Sn e W associados à zona de cisalhamento de Laza-Rebordelo-Murçós (Norte de Portugal)

Sara Costa e Silva

Tese realizada no âmbito do Programa Doutoral em Geociências

Departamento de Geociências, Ambiente e Ordenamento do Território

2026

Orientador
Maria Alexandra de Mascarenhas Guedes, Professor Associado, FCUP

Coorientador
Fernando Manuel Pereira de Noronha, Professor Catedrático, FCUP

Dedicado ao Daniel.

“It’s a dangerous business, Frodo, going out your door.
You step onto the road, and if you don’t keep your feet,
there’s no knowing where you might be swept off.”

Agradecimentos

Dirijo as minhas primeiras palavras de profundo agradecimento à Dra. Maria Alexandra de Mascarenhas Guedes, minha orientadora e por quem sinto grande carinho, admiração, estima e amizade. Obrigada, Professora, por sempre ter acreditado em mim e nas minhas capacidades, pela sua infinita paciência e disponibilidade em acolher os seus alunos, e pelo exemplo de profissional, pessoa e mulher que representa.

Ao Professor Doutor Fernando Manuel Pereira de Noronha, para quem faltam as palavras certas de gratidão neste momento. Muitos foram os momentos, as histórias, as memórias e os ensinamentos que me transmitiu, da Geologia e da vida. Todas estas coisas que tive a oportunidade de partilhar consigo, vão me acompanhar para o resto da vida, lembrando-o sempre como uma das amizades mais marcantes de toda a minha vida. Por tudo, e para sempre, muito obrigado Professor.

Ao Daniel, meu namorado e companheiro de muitos anos. Muitos foram os bons momentos, as dificuldades. As palavras aqui escritas em tão poucas linhas, em nada descrevem ou podem representar a minha admiração, carinho, amor e imensa gratidão. Não poderei nunca esquecer que se aqui cheguei, em grande parte a ti te devo, por todo o apoio, por toda a ajuda, por todo o companheirismo, por tudo. Mais do que tudo, por me teres ensinado a bater as asas e levantar voo. Obrigado por tudo, para sempre, com todo o meu amor.

Aos meus pais, pela oportunidade que me deram de puder estudar, uma oportunidade que não tiveram e que conseguiram para mim com todo o esforço. Obrigado por todas as coisas que nunca me faltaram, e pelas que me faltaram, e que tive que aprender a conseguir para mim.

Aos meus professores, por todos os conhecimentos que pude reter de cada um, com uma especial palavra de gratidão para com a Professora Helena Couto, pela sua disponibilidade em me auxiliar em análises de catodoluminescência durante a realização da minha tese.

Aos meus colegas e amigos, pelo apoio, pela ajuda, pela amizade e por bons momentos que pude compartilhar com muitos deles. Dirijo uma especial palavra de amizade à Alina Yakovenko, amiga, colega e muitas vezes confidente, assim como à Ana Claúdia Santos, cuja atenção e disponibilidade nas sessões de catodoluminescência foi de toda a importância.

À Fundação para a Ciência e Tecnologia (FCT) pela bolsa de estudos com a referência 2021.05376.BD.

Ao Instituto de Ciências da Terra (ICT) pelo acolhimento e por todo o apoio cedido durante todo o desenrolar dos trabalhos através do projeto UIDB/04683/2020.

Ao Laboratório Nacional de Energia e Geologia (LNEG) – S. Mamede de Infesta, na figura do Dr. Rui Teixeira, pela disponibilidade ao acesso e colheita de amostras em sondagens armazenadas.

Resumo

Os jazigos de Sn-W de Ervedosa e de W-Sn de Murçós localizam-se na Zona Galiza-Trás-os-Montes, correspondendo a dois importantes exemplos de mineração de cassiterite e de scheelite em Portugal durante o século XX. O contexto geológico dos dois depósitos é dominado, por um lado, pela presença das sequências metassessidentares do Domínio Parautóctone ou Peritransmontano, de idade silúrica, de elevada espessura, com litologia bastante diversa, e afetadas por metamorfismo regional na fácies dos xistos verdes (450°C; 600-700 MPa), e por outro lado, por granitóides, instalados no núcleo da antiforma de Chaves-Miranda do Douro e/ou aproveitando a zona de cisalhamento de Laza- Rebordelo-Murçós. A grande estrutura antiforma regional, de eixo sub-horizontal e plano axial subvertical, foi gerada durante a fase D3 da orogenia varisca. Associados espacialmente aos granitoides, ocorrem múltiplos jazigos de Sn(W) e W(Sn) distribuídos ao longo da zona de cisalhamento, dos quais Ervedosa e Murçós são apenas dois exemplos.

No caso do jazigo de cassiterite de Ervedosa, a mineralização de cassiterite encontra-se associada ao granito moscovítico de grão fino a médio “Granito de Ervedosa”, um granito sin-D3, leucocrata, peraluminoso, fortemente evoluído por processos de cristalização fracionada, enriquecido em elementos incompatíveis e empobrecido em elementos de terras raras (ETR), com teores de Sn altos (38 ppm), que permitem a sua classificação como um granito especializado em Sn a “*tin granite*”. As características geoquímicas deste granito mostram que corresponde a um granito cujo magma parental resultou da fusão parcial de metassedimentos crustais ricos em Al. A mineralização estanífera de Ervedosa encontra-se essencialmente instalada no granito de Ervedosa, que é cortado por um filão principal de grande possança (filão Balbiani), fracamente mineralizado, que ocupa uma zona de cisalhamento, e do qual divergem múltiplos filões e filonetes mais finos e ricamente mineralizados, instalados em pequenos cisalhamentos oblíquos ao cisalhamento principal, ocupando fendas em *“échellon”*. No caso de Ervedosa, a zona de cisalhamento de Laza-Rebordelo-Murçós que terá tido um papel fulcral na ascensão e instalação do magma granítico, e numa fase mais tardia na circulação e dispersão dos fluidos magmático-hidrotermais ricos em Sn, e que ocasionaram a ocorrência de filões quartzosos com cassiterite, instalados em fraturas decorrentes de vários períodos de fraturação associados à zona de cisalhamento. A sequência paragenética dos filões de Ervedosa é representada por um episódio inicial de deposição de óxido-silicatos, representado pela deposição de quartzo, cassiterite,

moscovite, apatite, fluorite, rútilo, arsenopirite, volframite e óxidos de Nb-Ta, ao qual se seguiram dois episódios mais tardios de deposição de quartzo e sulfuretos. Os filões de Ervedosa registam ainda um último estágio de alteração supergénica caracterizado pela ocorrência de óxidos de Fe e U, bem como de arsenatos.

Em Murçós, o contexto geológico do jazigo é também dominado pela sequência metassedimentares silúricas do Parautóctone, ainda que na coluna estratigráfica se situem em posição ligeiramente superior face aos do setor de Ervedosa, e pela ocorrência de um granodiorito, o "Granodiorito de Murçós", considerado um granodiorito precoce, e por fácies leucocráticas diferenciadas, estas com menor representação. O granodiorito de Murçós corresponde a uma rocha granitoide mesocrata, peraluminosa, fracamente evoluída por processos de cristalização fracionada, a julgar pelos teores mais elevados de elementos compatíveis como Fe, Mg, Ca, Ti e K, bem como em elementos menores como de Cr, Ba, Sr, Y, Zr Th, e ETR. Os teores de W encontrados neste granitoide são de 9,1 ppm, revelando que os processos magmáticos não foram suficientes para a concentração do W necessário às mineralizações de scheelite. As características geoquímicas deste granitoide mostram que a sua origem se encontra ligada a magmas crustais de origem mais profundo, eventualmente com uma componente de origem mantélica. Por outro lado, as fácies leucocráticas reconhecidas em Murçós, nomeadamente um leucogranito e um microgranito com fosfatos, correspondem a fácies peraluminosas muito evoluídas, correspondendo aos granitos mais pobres em elementos compatíveis como Fe, Mg, Ca, Ti e K, bem como mostram um importante enriquecimento em Sn e W, os mais importantes de todas as amostras analisadas para este estudo, pelo que correspondem a granitos especializados, revelando grande importância dos processos de fracionamento. O leucogranito mostra teores de 17 ppm de Sn e de 13,5 ppm de W, enquanto o microgranito mostra um importante enriquecimento em Sn (145 ppm) e menor do W (7 ppm). Tal como no caso de Ervedosa, as características geoquímicas destas fácies, mostram uma origem semelhante, isto é, tiveram origem em processos de fusão anatética de metassedimentos ricos em Al. Em Murçós, os veios mineralizados encontram-se instalados quase em exclusivo em apófises do granodiorito de Murçós, correspondendo a um *stockwork* de filões quartzosos pouco possantes mineralizados em scheelite, com pouca cassiterite e abundantes quantidades de turmalina. Podem ser distinguidas duas famílias de filões mineralizados em Murçós: uma família de filões subverticais a verticais, de direção compreendida entre N110° a N130°E, subparalelos à foliação vertical exibida pelo granodiorito deformado, e que alimentam uma segunda família de filões sub-

horizontais com a mesma direção, situados em planos paralelos ao teto das apófises. A paragénese dos filões de Murçós é dominada pela presença de quartzo, scheelite e turmalina, com pouca cassiterite, depositados num primeiro estágio de deposição de óxidos e silicatos. Após este estágio de deposição, encontram-se representados mais dois episódios de deposição com quartzo e sulfuretos como a arsenopirite, pirite, bismuto, bismutinite, pirrotite e galena. Apesar de ser inegável que a ZCLRM está estruturalmente ligada à instalação dos diferentes granitoides presentes na área de Murçós, o facto dos filões mineralizados em scheelite se encontrarem instalados exclusivamente no granodiorito, levam a crer no papel de um controlo litológico associado ao fornecimento de Ca. A ZCLRM mostra, contudo, ser responsável pela deformação cisalhante pós-cristalização, quer dos granodioritos quer dos veios.

Os dados geocronológicos U-Pb obtidos em zircões do granodiorito de Murçós apontam para uma idade de 321 ± 5 Ma, pelo que corresponde a um granito anterior a D3 e ao que tudo indica sin-E1, correspondendo a um "granodiorito precoce". A idade U-Pb encontrada na cassiterite de Murçós de 313,7± 2,9 Ma, afasta-se da idade do granodiorito. A idade U-Pb da cassiterite de Murçós mostra proximidade com a idade determinada para a cassiterite de Ervedosa, 318.8 ± 5.6 Ma, apontando para que em ambos os casos, as mineralizações em cassiterite são muito próximas temporalmente em ambos os depósitos e que podem ser consideradas sin-D3, apontando para uma atividade magmática da mesma tipologia e deposição de minérios quase síncrona em ambos os casos. A ocorrência de scheelite em Murçós não mostra relação temporal com a ocorrência de cassiterite, pelo que a sua origem parece não estar apenas ligada em exclusivo à riqueza em W de fluidos tardi-magmáticos, mas, também ao controlo de interação dos fluidos com as rochas encaixantes de onde os fluidos obtiveram o Ca necessário à sua precipitação.

De um modo geral, pode-se afirmar que, o granito de Ervedosa, e as fácies diferenciadas leucocráticas de Murçós, mostram semelhanças em diferentes aspetos, correspondendo de modo indubitável em ambos casos, às responsáveis pelos fluidos que deram origem às mineralizações de estanho. As mineralizações de Sn ligadas a granitos essencialmente moscovíticos a moscovítico-biotíticos, que refletem um enquadramento cronológico bastante semelhante ao longo da Península Ibérica e do orógeno varisco europeu. Esta faixa temporal coincide com o período sin- e sin- a tardi-D3 em grande parte da Europa Varisca, o que significa que a formação destes jazigos de Sn é comparável em idade geológica, que reflete um período de fusão de materiais crustais, migração de magmas graníticos e evolução tectono-metamórfica sin-

orogénica. As mineralizações de Sn (W) no orógeno varisco, incluindo os depósitos de Portugal e Espanha, apresentam características muito semelhantes, correspondendo maioritariamente a granitos muito evoluídos, peraluminosos e de afinidade crustal (tipo S). Estes magmas resultam de anatexia crustal e de processos intensos de fracionamento magmático, o que conduz ao enriquecimento progressivo em elementos incompatíveis como Sn, W, Li, Rb, Cs e F.

No que diz respeito aos fluidos envolvidos nas mineralizações de cassiterite de Ervedosa e de scheelite de Murçós, estes foram numa fase mais inicial, isto é, aquando da sua exsolução, de origem magmática. No entanto, em ambos os casos de estudos, existiu uma grande importância das interações fluido-rocha é na deposição dos metais, transportados nos fluidos em consequência dos processos de cristalização fracionada. Os dados de microtermometria, microespectrometria Raman mostram que os fluidos que deram origem às mineralizações em Ervedosa e Murçós são fluidos ricos em voláteis provenientes da interação com rochas metassedimentares e consequente desvolatilização térmica de matéria orgânica, libertando CH_4 e N_2. Os dados isotópicos de O e H confirmam uma natureza magmático-metamórfica dos fluidos em ambos os depósitos. A presença de N_2 tem vindo, a ser considerada como associada à desvolatilização de matéria orgânica, mas também à destabilização térmica de minerais que possam incorporar NH_4 na sua estrutura.

Em Ervedosa, os fluidos aprisionados na cassiterite e no quartzo que lhe é contemporâneo (QzIA), são fluidos aquosos densos do tipo Lc-w a Lc-m, de baixa salinidade, com uma fase aquosa dominada pela presença de H_2O, e uma fase volátil dominada pelo CO_2, com quantidades variáveis, mas por vezes bastante significativas de CH_4, e em menor grau N_2. As condições P-T mínimas de aprisionamento dos fluidos aprisionados na cassiterite correspondem a 342°C e ca. 463 MPa, enquanto no QzIA estas condições mínimas são de 299°C e ca. 405 MPa. Estes fluidos de origem magmático-metamórfica terão evoluído em condições redutoras até a um momento em que as condições passaram a ser ligeiramente mais oxidantes, ocasionando a precipitação da cassiterite. Este momento deverá ter correspondido ao da abertura dos filões e consequente aumento da fugacidade do O. Os dados de isótopos de O e H sugerem que a modificação das condições *redox* tenha sido ocasionada por entrada de água meteórica, pelo que a abertura do sistema e o aumento da fugacidade do O estarão certamente ligados períodos de atividade do cisalhamento principal e dos pequenos cisalhamentos que lhe são oblíquos.

Em Murçós, os fluidos envolvidos na deposição da cassiterite são aquosos, do tipo Lw-c, com uma fase volátil dominada por CO_2, com quantidades apreciáveis de CH_4, e em menor importância N_2. Estes fluidos sofreram uma evolução semelhante aos fluidos envolvidos na precipitação da cassiterite de Ervedosa, sem envolvimento de fluidos meteóricos, tal como sugerem os dados de isótopos de O e H, e onde as condições passaram a ligeiramente oxidantes em consequência da abertura dos filões. As temperaturas de homogeneização global médias da cassiterite e do QzIA, corroboram a ideia da precipitação da cassiterite e do quartzo a temperaturas e pressões mais elevadas, numa fase mais inicial e redutora do sistema.

Os fluidos aprisionados na scheelite são também fluidos magmático-metamórficos, correspondendo a fluidos aquosos, do tipo Lw-c de baixa salinidade, com uma fase volátil dominada por CO_2, mas com quantidades variáveis, mas importantes, de CH_4, e sobretudo N_2. Estes fluidos revelaram condições P-T mínimas de aprisionamento de 345°C e ca. 272 MPa. Estes fluidos exibem uma carga volátil mais importante e que terão circulado em ambiente aberto.

Em ambos os depósitos estudados, os fluidos associados aos eventos mineralizantes revelam que os sistemas permaneceram abertos até ao arrefecimento total dos sistemas respetivos, e que estes fluidos derivaram dos fluidos magmático-metamórficos que estiveram envolvidos na deposição de cassiterite e scheelite. Os depósitos de Ervedosa e Murçós mostram, assim, uma evolução correlacionável e muito semelhante, que se inicia com a instalação de granitos ao longo da ZCLRM, granitos estes cuja intensidade dos processos de fracionamento e especialização metalogenéticas diferenciados, ocasionou a geração de fluidos tardi-magmáticos que interagiram de modo intenso com as rochas encaixantes. A importância das interações fluido-rocha reconhecidas, foram essenciais na aquisição da assinatura magmático-metamórfica destes fluidos e, por conseguinte, das suas propriedades químicas, *redox* e de complexação e transporte de metais. A alteração das condições *redox* nos depósitos analisados ocasionou a precipitação de cassiterite em Ervedosa, e no caso de Murçós, cassiterite e depois scheelite, com a abertura dos filões a corresponder em ambos os depósitos ao mecanismo indutor da precipitação de minerais, induzindo a alteração do sistema de condições redutoras a mais oxidantes, levando à precipitação dos minérios.

Palavras-chave: Inclusões fluidas, Microtermometria, Isótopos estáveis, Microespectrometria Raman.

Abstract

The Sn–W deposit of Ervedosa and the W–Sn deposit of Murçós are located in the Galicia–Trás-os-Montes Zone and represent two important examples of cassiterite and scheelite mining examples in Portugal during the 20th century. The geological context of both deposits is dominated, on the one hand, by the presence of thick Silurian metasedimentary sequences of the Parautochthonous or Peritransmontano Domain, with diverse lithologies and affected by regional metamorphism under greenschist facies conditions (450°C; 600–700 MPa), and, on the other hand, by granitoids emplaced in the core of the Chaves–Miranda do Douro antiform and/or exploiting the Laza–Rebordelo–Murçós shear zone. This large regional antiform, with a sub-horizontal axis and sub-vertical axial plane, was generated during the D3 phase of the Variscan orogeny. Spatially associated with the granitoids, several Sn(W) and W(Sn) deposits occur along the shear zone, of which Ervedosa and Murçós are only two examples.

In the case of the Ervedosa cassiterite deposit, the cassiterite mineralization is associated with the fine- to medium-grained muscovite granite known as the “Ervedosa Granite”, a syn-D3, leucocratic, peraluminous granite, strongly evolved through fractional crystallization processes, enriched in incompatible elements and depleted in rare earth elements (REE), with high Sn contents (38 ppm), allowing its classification as a Sn-specialized granite or “tin granite”. The geochemical characteristics of this granite indicate that its parental magma resulted from partial melting of Al-rich crustal metasediments. The tin mineralization at Ervedosa is essentially hosted within the Ervedosa Granite, which is cut by a major, thick but weakly mineralized vein (Balbiani vein) occupying a shear zone, from which numerous thinner and more strongly mineralized veins and veinlets diverge. These are emplaced in small shear zones oblique to the main shear, occupying echelon fractures. In Ervedosa, the Laza–Rebordelo–Murçós shear zone played a crucial role in the ascent and emplacement of the granitic magma and, at a later stage, in the circulation and dispersion of Sn-rich magmatic–hydrothermal fluids, leading to the formation of cassiterite-bearing quartz veins emplaced in fractures related to several deformation episodes associated with the shear zone. The paragenetic sequence of the Ervedosa veins includes an initial oxide–silicate deposition stage, characterized by quartz, cassiterite, muscovite, apatite, fluorite, rutile, arsenopyrite, wolframite and Nb–Ta oxides, followed by two later stages of quartz and sulfide deposition. A final supergene alteration stage is also recorded, marked by Fe and U oxides and arsenates.

In Murçós, the geological setting of the deposit is also dominated by Silurian metasedimentary sequences of the Parautochthonous Domain, although stratigraphically they occur slightly above those of the Ervedosa sector, and by the presence of the “Murçós Granodiorite”, considered an early granodiorite, as well as differentiated leucocratic facies with more limited distribution. The Murçós Granodiorite is a mesocratic, peraluminous granitoid, weakly evolved by fractional crystallization, as indicated by relatively high contents of compatible elements such as Fe, Mg, Ca, Ti and K, as well as trace elements such as Cr, Ba, Sr, Y, Zr, Th and REE. The W content of this granitoid (9.1 ppm) indicates that magmatic processes alone were insufficient to concentrate W to levels required for scheelite mineralization. Its geochemical characteristics suggest an origin linked to deeper crustal magmas, possibly with a mantle contribution. In contrast, the leucocratic facies identified at Murçós, namely a leucogranite and a phosphate-bearing microgranite, are highly evolved peraluminous facies, depleted in compatible elements and strongly enriched in Sn and W—the highest values among all samples analyzed in this study—thus corresponding to specialized granites and highlighting the importance of fractional crystallization processes. The leucogranite contains 17 ppm Sn and 13.5 ppm W, while the microgranite shows significant Sn enrichment (145 ppm) and lower W (7 ppm). As in Ervedosa, the geochemical features of these facies indicate an origin through anatectic melting of Al-rich metasediments.

In Murçós, mineralized veins are almost exclusively hosted in apophyses of the Murçós Granodiorite and correspond to a stockwork of thin quartz veins mineralized in scheelite, with minor cassiterite and abundant tourmaline. Two families of mineralized veins can be distinguished: a set of subvertical to vertical veins striking N110°–130°E, subparallel to the vertical foliation of the deformed granodiorite, which feed a second family of subhorizontal veins with the same orientation, emplaced along planes parallel to the roofs of the apophyses. The paragenesis of the Murçós veins is dominated by quartz, scheelite and tourmaline, with minor cassiterite, deposited during an initial oxide–silicate stage, followed by two later stages of quartz and sulfide deposition, including arsenopyrite, pyrite, native bismuth, bismuthinite, pyrrhotite and galena. Although the LRM shear zone is clearly structurally related to the emplacement of the granitoids in the Murçós area, the fact that scheelite-bearing veins are exclusively hosted in the granodiorite suggests an important lithological control related to Ca availability. Nevertheless, the shear zone was responsible for post-crystallization shear deformation of both the granodiorites and the veins.

U–Pb geochronological data obtained from zircons of the Murçós Granodiorite indicate an age of 321 ± 5 Ma, corresponding to a pre-D3, most likely syn-E1 “early granodiorite”. The U–Pb age obtained for cassiterite from Murçós (313.7 ± 2.9 Ma) differs from that of the granodiorite but is close to the U–Pb age determined for cassiterite from Ervedosa (318.8 ± 5.6 Ma). These data indicate that cassiterite mineralization in both deposits occurred at very similar times and can be considered syn-D3, pointing to magmatic activity of similar nature and nearly synchronous ore deposition. Scheelite mineralization at Murçós does not show a temporal relationship with cassiterite, suggesting that its origin is not solely related to W-rich late-magmatic fluids but also to fluid–rock interaction controlling Ca supply from the host rocks.

Overall, the Ervedosa Granite and the differentiated leucocratic facies of Murçós show clear similarities and are undoubtedly responsible for the fluids that generated the tin mineralization in both cases. Sn mineralization associated with muscovite to muscovite–biotite granites reflects a similar chronological framework across the Iberian Peninsula and the European Variscan orogen, corresponding to the syn- to late-D3 period. This timeframe reflects a phase of crustal melting, granite magma migration and syn-orogenic tectono-metamorphic evolution. Sn(W) mineralization throughout the Variscan orogen, including deposits in Portugal and Spain, shows remarkably similar characteristics, being mostly associated with highly evolved, peraluminous, crustal-affinity (S-type) granites. These magmas result from crustal anatexis and intense fractional crystallization, leading to progressive enrichment in incompatible elements such as Sn, W, Li, Rb, Cs and F.

Regarding the fluids involved in cassiterite mineralization at Ervedosa and scheelite mineralization at Murçós, these were initially of magmatic origin upon exsolution. However, in both cases, fluid–rock interaction played a major role in metal deposition, with metals transported by fluids as a consequence of fractional crystallization processes. Microthermometric and Raman microspectroscopic data show that the mineralizing fluids were volatile-rich fluids resulting from interaction with metasedimentary rocks and thermal devolatilization of organic matter, releasing CH_4 and N_2. Oxygen and hydrogen isotope data confirm a magmatic–metamorphic nature of the fluids in both deposits. The presence of N_2 is interpreted as related to organic matter devolatilization and/or thermal destabilization of NH_4-bearing minerals.

In Ervedosa, fluids trapped in cassiterite and contemporaneous quartz (QzIA) are dense aqueous fluids of the Lc-w to Lc-m type, with low salinity, an aqueous phase dominated by H_2O and a volatile phase dominated by CO_2, with variable but sometimes significant amounts of CH_4 and minor N_2. Minimum trapping conditions for fluids in cassiterite are

estimated at 342°C and ~ 463 MPa, while in QzIA they are 299°C and ~ 405 MPa. These magmatic–metamorphic fluids evolved under reducing conditions until a shift toward slightly more oxidizing conditions triggered cassiterite precipitation, likely associated with vein opening and increased oxygen fugacity, possibly due to meteoric water input. This opening is closely related to activity along the main shear zone and associated oblique shears.

In Murçós, fluids involved in cassiterite deposition are aqueous Lw-c type fluids with a volatile phase dominated by CO_2, significant CH_4 and minor N_2. These fluids evolved similarly to those in Ervedosa, without meteoric water involvement, as indicated by O and H isotope data, and became slightly more oxidizing due to vein opening. Average homogenization temperatures for cassiterite and QzIA support precipitation at higher temperatures and pressures during an early, reducing stage of the system.

Fluids trapped in scheelite are also magmatic–metamorphic in origin and correspond to low-salinity aqueous Lw-c fluids with a volatile phase dominated by CO_2, but with significant CH_4 and especially N_2. Minimum trapping conditions are estimated at 345°C and ~ 272 MPa. These fluids carried a higher volatile load and circulated under open-system conditions.

In both deposits, mineralizing fluids indicate that the systems remained open until complete cooling, and that these fluids derived from magmatic–metamorphic fluids involved in cassiterite and scheelite deposition. The Ervedosa and Murçós deposits thus show a closely correlated and similar evolution, beginning with granite emplacement along the LRM shear zone. Differences in the degree of magmatic fractionation and metallogenic specialization led to the generation of late-magmatic fluids that intensely interacted with the host rocks. Fluid–rock interaction was essential in imparting the magmatic–metamorphic signature and controlling the chemical, redox and metal transport properties of the fluids. Changes in redox conditions triggered cassiterite precipitation in Ervedosa and, in Murçós, cassiterite followed by scheelite, with vein opening acting as the main mechanism inducing the transition from reducing to more oxidizing conditions and ore deposition.

Keywords: Fluid inclusions, Microthermometry, Stable isotopes, Raman Microspectrometry.

Índice

Lista de Tabelas xxii

Lista de Figuras xxvi

Lista de Abreviaturas lxxvi

Objetivos 1

1. Amostragem e Métodos Analíticos 2

1.1. Trabalho de campo e amostragem 2

1.2. Preparação das amostras 2

1.3. Métodos analíticos 3

1.3.1. Petrografia 3

1.3.2. Catodoluminescência 4

1.3.3. Análises microtermométricas e microespectrometria Raman 5

1.3.4. Análises de microssonda eletrónica (EPMA) 5

1.3.5. Análises de microscópio eletrónico de varrimento (SEM-EDS) 6

1.3.6. Análises de geoquímica de rocha-total 6

1.3.7. Análises de isótopos estáveis de O, D e S 7

2. Contexto Geológico Regional 9

2.1. O Maciço Ibérico 9

2.1.1. A zona Galiza–Trás-os-Montes 13

2.1.2. Domínios alóctones 15

2.1.3. Dominio Peritransmontano 16

2.1.4. Litoestratigrafia 17

2.1.4.1. Domínios Alóctones 17

2.1.4.2. Complexo Alóctone Superior 19

2.1.4.3. Complexo Ofiolítico 22

2.1.4.4. Complexo Alóctone Inferior 23

2.1.4.5. Domínio Parautóctone (Domínio Peritransmontano) 28

2.1.5. Estrutura e Metamorfismo 34

2.1.6. Magmatismo Varisco 36
2.1.7. Mineralizações de Sn e W 39
2.2. Geologia Local 48
2.3. As mineralizações de Cassiterite de Ervedosa 50
2.4. As mineralizações de Scheelite de Murçós 53
3. O jazigo de Estanho de Ervedosa 56
3.1. Introdução 56
3.2. Trabalhos anteriores 66
3.3. Enquadramento Geológico-Estrutural 66
3.3.1. Litoestratigrafia 66
3.3.2. Metamorfismo e tectónica 76
3.3.3. Magmatismo 77
3.3.3.1. Granitoides moscovíticos e moscovítico-biotíticos sintectónicos relativamente a D3…… 77
3.3.3.2. Granitoides biotíticos e biotítico-moscovíticos 113
3.3.4. Rochas filonianas 116
3.3.4.1. Mineralizações em Sn(W) de Ervedosa 118
3.3.4.2. Morfologia dos filões mineralizados de Ervedosa 121
3.3.4.3. Mineralogia, estilo de preenchimento e paragénese dos filões mineralizados…… 127
3.3.5. Filões mineralizados com cassiterite e sulfuretos 127
3.3.5.1. Primeiro Episódio 130
3.3.5.1.1. Quartzo 130
3.3.5.1.2. Moscovite 133
3.3.5.1.3. Cassiterite 137
3.3.5.1.4. Apatite 141
3.3.5.1.5. Fluorite 144
3.3.5.1.6. Rútilo 144
3.3.5.1.7. Columbo-tantalite 146

3.3.5.1.8. Volframite 146
3.3.5.2. Segundo Episódio 147
3.3.5.2.1. Quartzo 147
3.3.5.2.2. Sulfuretos 150
3.3.5.3. Episódio tardio 159
4. O jazigo de Tungsténio de Murçós 169
4.1. Introdução 169
4.2. Enquadramento Geológico-Estrutural 180
4.2.1. Litoestratigrafia 180
4.2.2. Tectónica 186
4.2.3. Metamorfismo 189
4.2.4. Magmatismo 189
4.2.5. Granodiorito de Murçós 189
4.2.5.1. Modo de ocorrência 189
4.2.5.2. Petrografia 189
4.2.6. Leucogranito (com cassiterite) 204
4.2.6.1. Modo de ocorrência 204
4.2.6.2. Petrografia 206
4.2.7. “Greisen” 213
4.2.7.1. Modo de ocorrência 213
4.2.7.2. Petrografia 214
4.2.8. Aplito 218
4.2.8.1. Modo de ocorrência 218
4.2.8.2. Petrografia 218
4.2.9. Estruturas filonianas 221
4.2.10. Filões estéreis 221
4.2.11. Filões mineralizados 223
4.2.12. Mineralogia 225

4.2.12.1. Primeiro Episódio 228
4.2.12.1.1. Quartzo 228
4.2.12.1.2. Scheelite 229
4.2.12.1.3. Turmalina 232
4.2.12.1.4. Cassiterite 234
4.2.12.1.5. Moscovite 237
4.2.12.2. Estádio Intermédio 239
4.2.12.3. Estádio Tardio 248
5. Minas do Monte de Agrochão 249
5.1. Introdução 249
5.2. Magmatismo 251
5.3. Estruturas filonianas 253
6. Geoquímica de Rocha Total 259
6.1. Material e métodos 259
6.2. Objetivos 259
6.3. Resultados 260
6.4. Elementos maiores e menores 260
6.5. Diagramas de Harker e parâmetros geoquímicos 266
6.5.1. Elementos maiores 266
6.5.2. Elementos menores 269
6.6. Elementos de terras raras (TR) 271
6.7. Diagramas de discriminação geoquímica 275
6.8. Diagramas de discriminação geotectónica 280
6.9. Tipologia das rochas granitoides 283
6.10. Origem dos magmas 285
6.11. Processos de cristalização fracionada e hidrotermalismo 292
6.12. Relação entre granitos e as mineralizações 295
6.13. Considerações sobre o comportamento do Sn e do W em sistemas magmático- hidrotermais 297

6.14. O caso do Estanho 297
6.15. Papel da fO_2 298
6.16. Papel da composição dos fluidos e condições P-T de deposição da cassiterite… 298
6.17. O caso do tungsténio 301
6.18. Especialização metalogenética dos granitos – Importância dos processos de diferenciação magmática 304
7. Química Mineral 319
7.1. Cassiterite 319
7.1.1. Introdução 319
7.1.2. Material e métodos 321
7.1.3. Cassiterite de Ervedosa 322
7.1.4. Discussão 326
7.2. Inclusões versus exsoluções na cassiterite de Ervedosa 327
7.3. Cassiterites de Murçós 331
7.3.1. Conclusão 335
7.4. Cassiterites do jazigo de W(Sn) da Panasqueira 335
7.4.1. Amostra PAN 3/85 336
7.4.2. Amostra CST-4 340
7.5. Scheelite 344
7.5.1. Introdução 344
7.5.2. Scheelites (Jazigos de W(Sn) de Murçós e Monte Agrochão). 347
7.5.3. Murçós 347
7.5.4. Monte de Agrochão 350
7.5.5. Panasqueira 353
7.6. Moscovite 356
7.6.1. Introdução 356
7.6.2. Jazigo de Sn(W)Ervedosa 357
7.6.3. Jazigo de W(Sn) de Murçós 360

7.7. Apatite 363
7.7.1. Introdução 363
7.7.2. Jazigo de Sn(W) de Ervedosa 365
7.7.3. Jazigo de W(Sn) de Murçós 370
7.7.4. Discussão 373
7.8. Turmalina 376
7.8.1. Introdução 376
7.8.2. Jazigo de W(Sn) de Murçós 377
7.8.3. Discussão 380
7.8.4. Depósito de W(Sn) de Agrochão 381
8. Geocronologia U-Pb 385
8.1. Introdução 385
8.2. Considerações sobre o sistema U-Pb 386
8.3. Resultados 391
8.3.1. Idades U-Pb dos zircões do granodiorito de Murçós 391
8.3.2. Idades U-Pb da cassiterite de Murçós 397
9. Isótopos de oxigénio (O), hidrogénio (H) e enxofre (S) 404
9.1. Métodos e materiais 404
9.2. Considerações sobre os isótopos estáveis de O e H 405
9.3. Considerações sobre os isótopos estáveis de S 410
9.4. Resultados 413
9.4.1. Isótopos de O e H 414
9.4.1.1. Quartzo 414
9.4.1.2. Cassiterite 415
9.4.1.3. Scheelite 415
9.4.2. Isótopos de S 415
9.4.2.1. Arsenopirite 415
9.5. Discussão 416

10. Estudos de Inclusões Fluidas 420
10.1. Metodologia 420
10.2. Estudos petrográficos de inclusões fluidas 421
10.2.1. Depósito de Sn(W) de Ervedosa 421
10.2.1.1. Inclusões fluidas na cassiterite 421
10.2.1.2. Inclusões fluidas no quartzo 424
10.2.1.3. Inclusões fluidas no quartzo contemporâneo da mineralização em cassiterite (Quartzo IA e IB) 424
10.2.1.4. Inclusões fluidas no quartzo contemporâneo da mineralização em sulfuretos (Quartzo IIA e IIB) 433
10.2.1.5. Inclusões fluidas no quartzo tardio associado a falhas tardi-variscas (Quartzo III). 443
10.2.2. Depósito de W(Sn) de Murçós 446
10.2.2.1. Inclusões fluidas na scheelite 446
10.2.2.2. Inclusões fluidas no quartzo 451
10.2.2.3. Inclusões fluídas no quartzo contemporâneo da mineralização em scheelite (Quartzo IA e IB) 451
10.2.2.4. Inclusões fluidas no quartzo contemporâneo da mineralização em sulfuretos (Quartzo IIA e IIB) 459
10.2.2.5. Inclusões fluidas no quartzo associado a falhas tardi-variscas (Quartzo III)…… 470
10.3. Estudos microtermométricos 473
10.3.1. Metodologia 473
10.3.1.1. Depósito de Sn(W) de Ervedosa 474
10.3.1.1.1. IF P e PS na Cassiterite 474
10.3.1.1.2. IF P, PS, e S no Quartzo IA 477
10.3.1.1.3. IF P e S no QzIB 482
10.3.1.1.4. IF P, PS e S (QzIIA) 486
10.3.1.1.5. IF P, PS e S QzIIB 491
10.3.1.1.6. IF P (QzIII) 496

10.3.1.2. Depósito de W(Sn) de Murçós 497
10.3.2. Scheelite (IF P e PS) 497
10.3.2.1.1. IF P, PS e S (Quartzo IA) 501
10.3.2.1.2. IF P e S (Quartzo IB) 506
10.3.2.1.3. Quartzo IIA (IF P, PS e S) 509
10.3.2.1.4. QzIIB (IF P, PS e S) 514
10.3.2.1.5. QzIII (IF P) 519
10.4. Discussão dos resultados microtermométricos 520
10.4.1. Depósito de Sn(W) de Ervedosa 520
10.4.1.1. Cassiterite (IF P e PS) 520
10.4.1.2. QzIA e QzIB (IF P, PS e S) 527
10.4.1.3. QzIIA e QzIIB (IF P, PS e S) 540
10.4.1.4. Qz III (IF P) 554
10.4.2. Depósito de W de Murçós 556
10.4.2.1. Scheelite (IF P e PS) 556
10.4.2.2. Quartzo IA e IB (IF P, PS e S) 561
10.4.2.3. Quartzo IIA e IIB (IF P, PS e S) 575
10.4.2.4. Quartzo III 589
10.5. Microespectrometria Raman 592
10.5.1. Metodologia 592
10.5.2. Resultados 593
10.5.2.1. Depósito de Sn(W) de Ervedosa 593
10.5.2.1.1. Cassiterite 593
10.5.2.1.2. Quartzo IA e IB 601
10.5.2.1.3. Quartzo IIA 610
10.5.2.1.4. Quartzo IIB 616
10.5.2.2. Depósito de W(Sn) de Murçós 621
10.5.2.2.1. Scheelite 622

10.5.2.2.2. Cassiterite 628
10.5.2.2.3. Quartzo IA e IB 629
10.5.2.2.4. Quartzo IIA 638
10.5.2.2.5. Quartzo IIB 644
10.6. Discussão dos resultados de microespectrometria Raman 650
10.6.1. Depósito de Sn(W) de Ervedosa 650
10.6.1.1. Cassiterite 650
10.6.1.2. Quartzo IA e IB 654
10.6.1.3. Quartzo IIA e IIB 658
10.6.2. Depósito de W(Sn) de Murçós 661
10.6.2.1. Scheelite e Cassiterite 661
10.6.2.2. Quartzo IA e IB 667
10.6.2.3. Quartzo IIA e IIB 670
10.7. Determinação das condições P-T 673
10.7.1. Depósito de Sn(W) de Ervedosa 673
10.7.1.1. Cassiterite e Quartzo IA 673
10.7.2. Deposito de W(Sn) de Murçós 678
10.7.2.1. Scheelite, Cassiterite e Quartzo IA 678
10.7.2.2. Quartzo IIA e IIB 681
Conclusão 684
Referências Bibliográficas 694
Anexos 754

Lista de Tabelas

Tabela 1 – Classificação dos granitoides hercínicos (adaptado de *Ferreira et al., 1987*). 37
Tabela 2 – Síntese da mineralogia observada nos veios estaníferos de Ervedosa. Aspy – Arsenopirite; Cst – Cassiterite; Py – Pirite; Qz – Quartzo. 128
Tabela 3 – Síntese da mineralogia associada à deposição da cassiterite, observada nos veios estaníferos de Ervedosa. *Aspy – Arsenopirite; Cst – Cassiterite; Py – Pirite; Qz – Quartzo.* 227
Tabela 4 – Resultados de geoquímica de rocha total das amostras analisadas. 262
Tabela 5 – Composição normativa (CIPW) das amostras analisadas. 266
Tabela 6 – Síntese dos resultados obtidos nas análises pontuais de microssonda eletrónica, expressos em termos da média, nas diferentes zonas cromáticas das cassiterites de Ervedosa e respetivos números de átomos por fórmula unitária (a.p.f.u., *atomic proportion per formula unit*), expressos em valores médios. Analista: Sara Costa e Silva 323
Tabela 7 – Síntese dos resultados obtidos nas análises pontuais de microssonda eletrónica, expressos em termos da média, nas exsoluções seleccionadas nas cassiterites de Ervedosa e respetivos números de átomos por fórmula unitária (a.p.f.u., *atomic proportion per formula unit*), expressos em valores médios. Analista: Sara Costa e Silva 328
Tabela 8 – Compilação dos resultados obtidos nas análises pontuais de microssonda nas zonas claras e escuras das cassiterites dos veios de Murçós, expressos em termos dos valores médios de óxidos e átomos por fórmula unitária. Analista: Sara Costa e Silva 332
Tabela 9 – Resultados das análises pontuais de microssonda eletrónica levados a cabo nas zonas claras e escuras da cassiterite da amostra PAN 3/85. Analista: Sara Costa e Silva 337
Tabela 10 – Resultados das análises pontuais de microssonda eletrónica levados a cabo nas zonas claras e escuras da cassiterite da amostra CST-4. Analista: Sara Costa e Silva 341
Tabela 11 – Resultados obtidos nas análises pontuais de microssonda nas scheelites dos veios tungstíferos de Murçós, expressos em valores médio do peso dos óxidos detetados e número de átomos por fórmula unitária (apfu). Analista: Sara Costa e Silva 348

Tabela 12 – Resultados obtidos nas análises pontuais de microssonda na scheelite da amostra AGR Sch 9/23 do depósito de Agrochão, expressos em valores médio do peso dos óxidos detetados e número de átomos por fórmula unitária (apfu). Analista: Sara Costa e Silva 351
Tabela 13 – Resultados das análises pontuais de microssonda obtidos nas duas tipologias de moscovites analisadas em amostras dos veios estaníferos de Ervedosa, e respetivos valores em átomos por fórmula unitária (a.p.f.u). %Celadonite = (100(Si-6))/2; %Paragonite = (100Na)/(Na+K); * valores obtidos com base no cálculo da fórmula estrutural..... 358
Tabela 14 – Resultados das análises pontuais de microssonda obtidos moscovites analisadas na amostra de greisen MUR_GR do depósito de Murçós, e respetivos valores em átomos por fórmula unitária (a.p.f.u). %Celadonite = (100(Si-6))/2; %Paragonite = (100Na)/(Na+K); *valores obtidos com base no cálculo da fórmula estrutural. Analista: Sara Costa e Silva 362
Tabela 15 – Resultados obtidos nas análises pontuais de microssonda nas apatites selecionadas na amostra ERV EF_5B proveniente do depósito de Ervedosa, expressos em valores médio do peso dos óxidos detetados e número de átomos por fórmula unitária (apfu). Analista: Sara Costa e Silva..... 366
Tabela 16 – Resultados obtidos nas análises pontuais de microssonda nas apatites selecionadas na amostra MUR_Gr1B proveniente do depósito de Murçós, expressos em valores médio do peso dos óxidos detetados e número de átomos por fórmula unitária (apfu). Analista: Sara Costa e Silva 371
Tabela 17 – Resultados obtidos nas análises pontuais de microssonda no cristal zonado de turmalina proveniente do depósito de Murçós, expressos em valores médio do peso dos óxidos detetados e número de átomos por fórmula unitária (apfu). R+=Na + 2Ca; R2+= Mg+Mn+Fe; R3+=Al + 4/3Ti. Analista: Sara Costa e Silva 379
Tabela 18 – Resultados obtidos nas análises pontuais de microssonda no cristal zonado de turmalina proveniente do depósito de Agrochão, expressos em valores médio do peso dos óxidos detetados e número de átomos por fórmula unitária (apfu). R+=Na + 2Ca; R2+= Mg+Mn+Fe; R3+=Al + 4/3Ti. Analista: Sara Costa e Silva..... 382
Tabela 19 – Síntese dos tempos de meia vida ($t_{1/2}$) e das constantes de decaimento estabelecidas para as sequências de decaimento do sistema U-Pb (adaptado de *Bateman, 1910*). 387
Tabela 20 – Compilação dos resultados pontuais SHRIMP obtidos nos zircões do granodiorito de Murçós selecionados para geocronologia U-Pb. 393

Tabela 21 – Compilação dos dados das análises pontuais de SF-ICP-MS relativos à amostra de cassiterite de Murçós selecionada para geocronologia. 399
Tabela 22 – Síntese das amostras analisadas em cada depósito e o tipo de análise de isótopos estáveis analisados em cada amostra. 405
Tabela 23 – Resultados obtidos nas análises de isótopos estáveis de O e H relativos às amostras selecionadas. 414
Tabela 24 – Resultados das análises de isótopos estáveis de S levadas a cabo nas amostras de arsenopirites selecionadas. 414
Tabela 25 – Compilação dos números de IF das diferentes tipologias identificadas, selecionadas para estudos microtermométricos e microespectrometria Raman, em diferentes minerais dos depósitos de Ervedosa e Murçós..... 474
Tabela 26 – Síntese dos resultados microtermométricos obtidos nas IF P e PS analisadas na cassiterite de Ervedosa. 475
Tabela 27 – Síntese dos resultados microtermométricos obtidos nas IF P, PS e S estudadas no QzIA. 478
Tabela 28 - Síntese dos resultados microtermométricos obtidos nas IF P e S estudadas no QzIB..... 483
Tabela 29 – Síntese dos resultados microtermométricos obtidos nas IF P, PS e S estudadas no QzIIA. 487
Tabela 30 – Síntese dos resultados microtermométricos obtidos nas IF P, PS e S estudadas no QzIIB. 491
Tabela 31 – Síntese dos resultados microtermométricos obtidos nas IF P estudadas no QzIII. 496
Tabela 32 – Síntese dos resultados microtermométricos obtidos nas IF P,e PS estudadas na scheelite. 498
Tabela 33 – Síntese dos resultados microtermométricos obtidos nas IF P, PS e S estudadas no QzIA. 502
Tabela 34 – Síntese dos resultados microtermométricos obtidos nas IF P e S estudadas no QzIB..... 506
Tabela 35 – Síntese dos resultados microtermométricos obtidos nas IF P, PS e S estudadas no QzIIA. 510
Tabela 36 – Síntese dos resultados microtermométricos obtidos nas IF P, PS e S estudadas no QzIIB. 514
Tabela 37 – Síntese dos resultados microtermométricos obtidos nas IF P estudadas no QzIII. 519

Tabela 38 – Compilação dos números de IF P e PS, selecionadas para análises quantitativas e qualitativas de microespectrometria Raman, em diferentes minerais dos depósitos de Ervedosa e Murçós. 593
Tabela 39 – Compilação dos resultados de microespectrometria Raman obtidos nas inclusões fluidas P e PS analisadas nos diferentes minerais hospedeiros selecionados no depósito de Ervedosa. 594
Tabela 40 – Compilação dos resultados de microespectrometria Raman obtidos nas inclusões fluidas P e PS analisadas nos diferentes minerais hospedeiros selecionados no depósito de Ervedosa. 622

Lista de Figuras

Figura 1 – Zonas geotectónicas do Maciço Ibérico *(Julivert et al. 1974; Farias et al. 1987)*. 10
Figura 2 – Principais sistemas cisalhamentos tardi-D3 e desligamentos F4 da orogenia hercínica (retirado de *Pereira et al., 1993*). 13
Figura 3 – Zona Galiza Trás-os-Montes com distribuição dos Complexos Alóctones e Parutoctones no NW do Maciço Hespérico (retirado de *Rodrigues et al., 2015*). 14
Figura 4 – Corte interpretativo WSW-ENE ao longo da ZCI que evidencia a sobreposição de diferentes unidades alóctones sobre as unidades autóctones (adaptado de *Dias & Ribeiro, 2015*). 15
Figura 5 – Coluna litoestratigráfica das unidades alóctones da ZGTM (retirado de *Ribeiro et al., 2015*). 18
Figura 6 – Correlação entre as diferentes unidades litoestratigráficas assinaladas no Complexo Alóctone Inferior (retirado de *Ribeiro et al., 2015*). 24
Figura 7 – Correlação das sequências litoestratigráficas das unidades parautóctones da ZGTM com o as unidades autóctones das zonas adjacentes (retirado de *Ribeiro, 1998*). 29
Figura 8 – Unidades litostratigráficas do Domínio de Mantos Parautóctones (retirado de *Rodrigues et al., 2006*). 30
Figura 9 – Coluna litoestratigráfica do Domínio Parautóctone (retirado de *Rodriguez et al. 2005*). 33
Figura 10 – Esquema conceptual da correlação das fases de deformação varisca no setor NE de Portugal (adaptado de *Dias, 1994*). 34
Figura 11 – Distribuição dos granitoides nas ZGTM e ZCI e (adaptado de *Ferreira et al., 1987*). 37
Figura 12 – Mapas de distribuição das mineralizações de W, Sn e Au na ZCI e ZGTM e a sua relação espacial com os granitoides e zonas de cisalhamento sin-D3 (A) e com os granitoides tardi- a pós-D3 e zonas de cisalhamento tardi-variscos (B) (adaptado de *Mateus e Noronha, 2010*). 41
Figura 13 – Organização das bandas Sn>W e W>Sn reconhecidas em parte do varisco europeu (adaptado de *Derré et al., 1982*). 44
Figura 14 – Distribuição espacial das mineralizações de Sn e W na Província Estano-Volframítica (retirado de *Ribeiro & Pereira., 1982*). 45
Figura 15 – Diagrama esquemático da evolução dos sistemas hidrotermais mineralizantes associados a granitoides sin e pós-D3 (retirado de *Noronha, 2017*). .. 48

Figura 16 – Mapa geológico simplificado do setor Ervedosa-Murçós onde ficam assinalados os principais plutões graníticos associados espacialmente às mineralizações de Sn-W, e onde é notório uma direção de instalação NW-SE concordante com a estruturação regional do anticlinal de Chaves-Miranda do Douro (adaptado de *Gomes et al., 2021*)..... 49
Figura 17 – Mapa geológico do setor Trigueiriça – Ervedosa (adaptado de *Gomes & Neiva, 2002*). 50
Figura 18 – Paragénese mineral dos veios estaníferos de Ervedosa (retirado de *Gomes & Neiva, 2001)*. 51
Figura 19 – Esboço a geológico do setor de Murçós-Agrochão (segundo Noronha, 1981). 53
Figura 20 – A) Localização da mina de Ervedosa em Trás-os-Montes. B) Localização do "open -pit" e complexos mineiros associados à atividade de exploração mais moderna da mina (retirado de *Meunier et al., 2023*). 57
Figura 21 – A) Almofariz primitivo de moer minério descoberto em Ervedosa (Idade do Bronze); B) Pilão primitivo de moer minério descoberto em Ervedosa (Idade do Bronze) (retirado de *Fernandes, 2010*). 58
Figura 22 – Demarcação sobre a Carta Militar de Portugal, à escala 1/25000, folha nº 49, série M888, Instituto Geográfico de Exército, Lisboa, das áreas correspondentes às concessões da Borralheira, Pereiro e Alto do Vale da Veiga que constituem o Couto Mineiro de Ervedosa (adaptado de *Carvalho et al., 2010*). 59
Figura 23 – Concentrados de cassiterite dos aluviões do rio Tuela. Fotografia gentilmente cedida pelo LNEG, São Mamede de Infesta, Porto..... 60
Figura 24 – Ilustração esquemática da área explorada em Ervedosa, com destaque do filão *Balbiani*, a partir do qual divergem numerosos veios e filonetes de direção NNW-SSE a N-S ricos em cassiterite (retirado de *Fernandes, 2010)*. 61
Figura 25 – Vista aérea da área mineira de Ervedosa, contando com diferentes elementos do património mineiro como a área das cortas 1 e 2 (delimitado a amarelo e assinalado numericamente), bem como as frentes de exploração tal como foram abandonadas (delimitado a vermelho). Podem ainda ser observadas as ruínas das lavarias em ambas as margens do rio Tuela (delimitado a azul), o bairro mineiro (delimitado a verde), vários edifícios e ruínas (delimitado a laranja), áreas de escombreira (delimitado a rosa-claro), uma área de exploração de cassiterite aluvionar (delimitado a branco), a casa de Charles Lindley (delimitado a rosa-escuro), a capela de Santa Bárbara (cruz branca), o túmulo de Charles Lindley (cruz vermelha). Podem ainda ser encontradas algumas galerias de pequena extensão. 62

Figura 26 – Fotografia de perspetiva do aspeto atual das duas frentes de exploração a céu aberto da mina de Ervedosa 63
Figura 27 – Ponte pênsil da mina de Ervedosa sobre o rio Tuela. 63
Figura 28 – Aspeto do antigo edifício da lavaria na margem direita do rio Tuela..... 64
Figura 29 – Vista do bairro mineiro de Ervedosa, onde se pode observar também uma chaminé de exaustão e as ruínas dos fornos de ustulação da arsenopirite junto ao rio Tuela. No lado esquerdo da imagem é possível observar parte de uma das inúmeras escombreiras existentes na área. 64
Figura 30 – Exemplo de umas das galerias de pequena extensão existentes no couto mineiro de Ervedosa. 65
Figura 31 – Tentativa de correlação entre a litoestratigrafia e a cronoestratigrafia para o domínio Peritransmontano (retirado de *Ribeiro, 1974*). 67
Figura 32 – Amostra de mão de um metagrauvaque finamente bandado, com intercalações de níveis mais quartzosos (NQz) e níveis mais micáceos (NM), bem como estruturas C-S bem marcadas. Planos S – tracejado a branco; Planos C – tracejado a amarelo..... 69
Figura 33 – Microfotografia do aspeto geral e textura dos metagrauvaques presentes na área da mina de Ervedosa, compostos por quartzo (Qz), moscovite (Msc), turmalina (Tur) e opacos (Opq). N// 50X..... 70
Figura 34 – Microfotografia do aspeto geral e textura dos metagrauvaques presentes na área da mina de Ervedosa, compostos por quartzo (Qz), moscovite (Msc), turmalina (Tur) e opacos (Opq). N// 50X..... 71
Figura 35 – Microfotografia de um dos aspetos da deformação sofrida pelos metagrauvaques, neste caso um quartz-eye *(Candela, 1997)*, rodeado por moscovite e definindo estruturas C-S. N// 50X..... 71
Figura 36 – Microfotografia dos vários aspetos de deformação presentes, como o quartzo recristalizado e subgranulado, alongado, com extinção ondulante, bem como o alongamento das palhetas de moscovite. NX 50X. 72
Figura 37 – Amostra de mão (Erv-XC1) que mostra o aspeto dos xistos negros grafitosos que afloram na área da mina de Ervedosa. 73
Figura 38 – Micaxisto cinzento mostrando xistosidade N70°E, subvertical bem marcada, e onde pontualmente se observam dobras centimétricas de plano axial subvertical e clivagem de fratura perpendicular aos eixos das dobras..... 74
Figura 39 – Amostra de mão representativa dos xistos gresosos de aspeto mosqueado presentes na área de Ervedosa. 74

Figura 40 – Amostra de mão representativa dos xistos gresosos que ocorrem na área da mina de Ervedosa, que exibem uma textura bandada caracterizada pela intercalação de níveis centimétrico a milimétricos gresosos (NG) e níveis micáceos (NMc). 75
Figura 41 – Mapa geológico da área que inclui a antiga mina de Ervedosa (adaptado de *Gomes & Neiva, 2002*)..... 78
Figura 42 – Contato geológico bastante verticalizado e brusco (a vermelho) do granito de Ervedosa (parte inferior da imagem) com o encaixante metassedimentar, neste caso micaxistos apresentando metamorfismo de contato resultantes da intrusão deste granito. 78
Figura 43 – Exemplo de um contacto geológico relativamente verticalizado e de geometria mais retilínea (tracejado a vermelho) entre granito de Ervedosa e micaxistos do encaixantes..... 79
Figura 44 – Pequena amostra não deformada e não alterada do granito moscovítico de grão médio a fino de Ervedosa, onde se denota a abundância de moscovite e rara biotite. Amostra gentilmente cedida pelo LNEG, São Mamede de Infesta, Porto..... 80
Figura 45 – Amostra de mão de granito de Ervedosa muito alterado, mas ainda exibindo uma nítida foliação subvertical, e neste caso de direção N132°E. 80
Figura 46 – Aspeto geral do quartzo presente no granito moscovítico de Ervedosa, onde ser destacam as geometrias anédricas e xenomórficas, bem como aspetos de deformação, como extinção ondulante e bordos indentados. NX..... 81
Figura 47 – Quartzo em cristais muito deformados e em agregados exibindo textura em mosaico. NX. 82
Figura 48 – Microfotografia do quartzo do granito de Ervedosa, onde se destaca a subgranulação nos bordos dos cristais. Note-se algumas pequenas inclusões de moscovite (Msc) no seio do quartzo. NX..... 82
Figura 49 – Aspeto da deformação cisalhante de um grão de quartzo xenomórfico (Qz) rodeado por palhetas de moscovite (Msc). NX..... 83
Figura 50 – Aspeto orientado do quartzo segundo a direção da foliação. Note-se diversos elementos da deformação presentes, tais como cristais alongados e de geometria ocelada, bordos indentados, subgranulações nos bordos e extinção ondulante. NX. 83
Figura 51 – Fenocristal de feldspato potássico (Fk) parcialmente substituído por albite (Ab). N//. 84
Figura 52 – Fenocristal de plagioclase, exibindo alteração, quartzo (Qz) e moscovite (Msc) no núcleo. São frequentes as inclusões de apatite (Ap) no feldspato potássico. NX. 85

Figura 53 – Cristal anédrico de feldspato potássico da matriz do granito de Ervedosa, exibindo inúmeras inclusões de moscovite (Msc) e opacos (Opq). NX. 85
Figura 54 – Cristal subédrico de plagióclase (Plg) contendo inúmeras inclusões de moscovite (Msc), apatite (Ap) e opacos (Opq). NX. 86
Figura 55 – Microfotografia de dois cristais subédricos de plagióclase, exibindo a típica macla polissintética, bem como inclusões de quartzo (Qz), moscovite (Msc) e apatite (Ap). NX. 87
Figura 56 – Microfotografia do detalhe de um cristal de plagióclase, com macla polissintética e múltiplas inclusões de quartzo (Qz), moscovite (Msc), apatite (Ap) e opacos (Opq). NX. 87
Figura 57 – Microfotografia de um cristal de albite (Ab) a ser microclinizado (Mc) e a exibir sericitização (Ser). NX. 87
Figura 58 – Microfotografia de cristais subédricos alongados de moscovite (Msc) primária no granito de Ervedosa. Também é evidente a microclinização do feldspato potássico (ortóclase). NX. 88
Figura 59 – Microfotografia de um cristal de moscovite deformado e de geometria ocelada, e onde se observam as clivagens encurvadas. NX. 89
Figura 60 – Microfotografia de várias palhetas de moscovite secundária de hábito subédrico não deformadas, a substituir minerais como o quartzo e o feldspato potássico. NX. 89
Figura 61 – Microfotografia de raros cristais de biotite (Bt) a serem alterados para moscovite (Msc). Note-se a presença de vestígios de biotite ao longo das clivagens da moscovite, bem como rara clorite (Chl). N//. 90
Figura 62 – Microfotografia de um cristal de apatite (Ap) com inclusões de monazite (Mnz). N// 91
Figura 63 – Microfotografia de um cristal de apatite com uma inclusão de zircão de hábito euédrico. N//. 92
Figura 64 – Microfotografia de um cristal de moscovite (Msc) contendo múltiplas inclusões de zircão (Zrn). N//. 92
Figura 65 – Microfotografia de um cristal euédrico de zircão (Zrn) incluso num cristal de apatite com múltiplas inclusões de monazite (Mnz), e observando-se o zonamento interno. N//. 93
Figura 66 – Microfotografia de um cristal de moscovite (Msc) exibindo múltiplas inclusões de ilmenite (Ilm) ao longo dos planos de clivagem. N// 93
Figura 67 – Microfotografia de um cristal de moscovite (Msc) com inúmeras inclusões de ilmenite (Ilm) e algumas pequenas inclusões de rútilo (Rt). N//. 94

Figura 68 – Microfotografia de um cristal subédrico de cassiterite (Cst) magmática, associado à moscovite (Msc) e quartzo (Qz). N//. 95
Figura 69 – Amostra parcialmente alterada do granito de Ervedosa onde podem ser observados óxidos de ferro tardios de tom avermelhado (FeOx) resultantes da alteração de sulfuretos como a arsenopirite e pirite, bem como uma cavidade preenchida por escorodite (Scd). 96
Figura 70 – Amostra não alterada do granito moscovítico de Ervedosa, de grão médio a fino, intersetado por um filonete centimétrico de quartzo com cristais subédricos a anédricos centimétricos de cassiterite (Cst), mostrando uma salbanda milimétrica de moscovite (Msc) nos bordos do filonete. A permissão do registo fotográfico desta amostra do museu foi gentilmente concedida pelo LNEG, S. Mamede de Infesta, Porto. 97
Figura 71 – Vista aérea da localização da campanha de sondagens levada a cabo pelo Serviço de Fomento Mineiro em 1988, e onde se insere a sondagem ERVEDOSA-5 (marcador vermelho). As localizações das sondagens foram consultadas na base de dados de sondagens Sondabase do Geoportal do LNEG a 12/05/2024. 98
Figura 72 – Aspeto geral da parte da sondagem ERVEDOSA-5, observando-se que no caso desta secção selecionada, a sondagem interseta sobretudo o granito moscovítico-biotítico porfiroide de grão fino a médio (Gr), algumas porções de xistos de cor negra (Xt) e algumas porções de aplito (Apl) e granito de grão grosseiro a pegmatito (Peg) que ocorrem em associação com o granito. 99
Figura 73 – Aspeto geral do granito intersetado pela sondagem ERVEDOSA-5, onde se podem observar diferentes aspetos de deformação, nomeadamente as estruturas C-S (planos C com tracejado a amarelo e planos S com tracejado a branco) e os fenocristais de feldspato potássico (Kfs) alongados e com geometrias oceladas a losângicas. ... 100
Figura 74 – Aspeto geral do granito moscovítico-biotítico de grão fino a médio e porfiroide, intersectado pela sondagem ERVEDOSA-5, onde se podem observar a foliação definida pelo alinhamento preferencial das micas e dos fenocristais de feldspato potássico. 100
Figura 75 – Exemplo de um filonete centimétrico de quartzo (Qz) a intersetar o granito, e separado deste por uma banda milimétrica de moscovite (Msc). 101
Figura 76 – Microfotografia do aspeto dos cristais de quartzo de hábito xenomórfico presentes no granito analisado na sondagem ERVEDOSA-5, onde se observam diferentes aspetos de deformação, como extinção ondulante, cristais alongados e orientados preferencialmente e bordos indentados, subgranulação progressiva e recristalização. NX. 102

Figura 77 – Microfotografia de um fenocristal de feldspato potássico (Kfs) deformado com geometria ocelada, rodeado por micas e parcialmente corroído por moscovite (Ms) e quartzo (Qz) nos bordos do cristal. Note-se a clássica macla de Carlsbad. NX. 103
Figura 78 – Microfotografia de um cristal anédrico de feldspato potássico (Kfs) da matriz exibindo textura micropertitica e inclusões de minerais como o quartzo (Qz), apatite (Ap) e opacos (Opq). NX. 103
Figura 79 – Microfotografia de um fenocristal de plagióclase (Plg) deformada, exibindo macla polissintética e sericitização (Ser) parcial. NX. 104
Figura 80 – Microfotografia de um cristal anédrico da plagióclase (Plg) da matriz do granito a exibir intercrescimentos com quartzo (Qz) vermicular (mirmequites). NX... 105
Figura 81 – Microfotografia de um cristal de biotite (Bt) com geometria sigmóidal e planos de clivagem encurvados. Note-se as abundantes inclusões de zircão (Zrn) com os halos pleocroicos característicos. N//. 106
Figura 82 – Microfotografia de alguns cristais subédricos de biotite (Bt) exibindo cloritização (Chl) parcial. Note-se as abundantes inclusões de óxidos de Fe (FeOx) na clorite. N//. 106
Figura 83 – Microfotografia do aspeto da moscovite primária (Msc I) do granito moscovítico-biotítico, observando-se cristais de hábito xenomórfico e com os planos de clivagem encurvados. NX. 107
Figura 84 – Microfotografia da segunda geração de moscovite (Msc II) presente em finas bandas de cisalhamento observadas no granito moscovítico-biotítico. Note-se a cloritização (Chl) parcial da moscovite. N//. 108
Figura 85 – Microfotografia de um cristal de biotite (Bt) com múltiplas inclusões de apatite (Ap) de hábito subédrico a anédrico, bem como opacos (Opq) como a ilmenite. N//. 108
Figura 86 – Microfotografia de um cristal euédrico de zircão (Zrn) incluso na biotite (Bt) exibindo o halo pleocroico característico e zonamento interno simétrico visível. N//. 109
Figura 87 – Microfotografia de um cristal de moscovite (Ms I) primária contendo múltiplas inclusões de monazite (Mnz). N//. 110
Figura 88 – Microfotografia de vários cristais anédricos de turmalina (Tur) de cor verde a substituir minerais como a plagióclase (Plg) e a moscovite (Ms I). N//. 111
Figura 89 – Microfotografia de múltiplas inclusões de ilmenite (Ilm) na moscovite primária (Ms I). LR. 111
Figura 90 – Fotografia em afloramento do aspeto geral do granito de Rebordelo, destacando-se os fenocristais de feldspato potássico (Kfs) de geometria frequentemente

ocelada, orientados segundo a direção de cisalhamento centimétricos a decimétricos e o evidente fabric C-S. 115
Figura 91 – Fotografia do granito de Rebordelo, de onde sobressaem alguns dos aspetos texturais e de deformação mais marcantes desta rocha granitoide, nomeadamente os encraves tonalíticos (ET) de grande dimensão e de geometria alongada a estirada segundo a direção do cisalhamento, grandes concentrações de fenocristais de feldspato potássico orientados também segundo a direção do cisalhamento (lado esquerdo da imagem) mas também um fenocristal feldspato potássico exibindo-se fraturado de modo oblíquo à foliação e rejeitado por um pequeno cisalhamento (planos C) de movimentação esquerda. 115
Figura 92 – Amostra de mão do lamprófiro dacítico reconhecido em Fornos de Ledra. Note-se a matriz de textura afanítica de onde sobressaem os fenocristais de feldspato potássico (Kfs) e quartzo (Qz). 118
Figura 93 – Ilustração esquemática das frentes de exploração das minas de Ervedosa e da distribuição dos filões e filonetes mineralizados (retirado de *Gomes, 1996*)..... 120
Figura 94 – Esquema representativo dos principais componentes de um sistema de cisalhamentos de Riedel e a sua distribuição relativamente ao traçado da zona de cisalhamento principal (retirado de *Davis et al., 1999*). 120
Figura 95 – Corte longitudinal NNW-SSE dos trabalhos subterrâneos desenvolvidos em torno do filão principal Balbiani (retirado de *Gomes, 1996*). 121
Figura 96 – Exemplo de um pequeno filonete subvertical de quartzo mineralizado em cassiterite intersetando o granito de Ervedosa. Note-se a pequena possança, os contatos curvilíneos e irregulares com o encaixante, bem como aspetos de alteração desencadeada pela presença de sulfuretos. 122
Figura 97 – Fratura centimétrica preenchida por quartzo e sulfuretos, neste caso a arsenopirite (Aspy), afetando o granito de Ervedosa. 123
Figura 98 – Exemplo de uma massa de geometria irregular de quartzo associado a sulfuretos no granito de Ervedosa, comuns na área da mina de Ervedosa. 124
Figura 99 – Aspeto de um outro filão mineralizado em cassiterite (Cst) da mina de Ervedosa, exibindo fracturação e uma intensa tonalidade verde em decorrência da alteração da arsenopirite em escorodite (Scd). 125
Figura 100 – Exemplo de um dos muitos filões de quartzo leitoso estéreis e tardios comuns em toda a área da mina de Ervedosa. Note-se a cor branco a cinzento-claro, a intensa fracturação e a ocorrência de óxidos de ferro tardios. 126
Figura 101 – Filão de quartzo estéril de possança métrica (demarcado a tracejado a vermelho) numa das frentes de exploração da mina de Ervedosa. 127

Figura 102 – Aspeto da geração de quartzo associado à deposição da cassiterite em Ervedosa. Note-se uma pequena massa de sulfuretos em uma das muitas fraturas visíveis..... 129
Figura 103 – Aspeto geral da geração de quartzo associado à deposição da cassiterite. Note-se o aspeto pouco límpido, a intensa fracturação e a presença de minerais opacos tardios em fraturas. N//. 131
Figura 104 – Cristal de QzIA de geometria ocelada com os bordos parcialmente subgranulado para uma geração de QzIB com textura em mosaico. Note-se neste caso como o processo foi relativamente parcial e que a maior parte do cristal permanece conservada. NX. 131
Figura 105 – Exemplo de uma amostra afetada por intenso cisalhamento e onde o QzIA foi quase totalmente reduzido para QzIB com textura em mosaico, de cristais anédricos muito pequenos, de geometria circular a oval e frequentemente alinhados segundo a direção N130-N140°E. NX. 132
Figura 106 – Microfotografia de um cristal de QzIA praticamente subgranulado para QzIB mosaico e onde se observam múltiplos minerais opacos tardios (Opq) nos espaços intergranulares de cristais de QzIB. NX. 132
Figura 107 – Aspeto do QzIB em maior ampliação onde se denotam os bordos suaves e arredondados, diminutas e pouco abundantes inclusões fluídas e cristais aciculares de rútilo (Rt) inclusos. N//..... 133
Figura 108 – Microfotografia de vários cristais subédricos da primeira geração de moscovite (Msc) dos veios mineralizados de Ervedosa, associados ao QzIA (QzIA). NX. 134
Figura 109 – Microfotografia de um cristal de moscovite deformado associado ao QzIA, exibindo hematite (Hem) que preenche fraturas e os planos de clivagem da moscovite dobrados (Msc). LR. 134
Figura 110 – Microfotografia de uma palheta da primeira geração de moscovite (Msc) com dois diminutos cristais subédricos de apatite (Ap). N//..... 135
Figura 111 – Microfotografia do aspeto da segunda geração de moscovite de hábito radial (Msc II), neste caso penetrando o QzIA. Note-se na parte superior da microfotografia, um cristal subédrico da primeira geração de moscovite (Msc I) de hábito lamelar. NX. 135
Figura 112 – Microfotografia de vários feixes da segunda geração de moscovite (Msc II) a penetrar a cassiterite (Cst). LR. 136

Figura 113 – Microfotografia de vários cristais subéricos da segunda geração de moscovite (Msc II) dos veios mineralizados de Ervedosa, neste caso a penetrar a cassiterite (Cst). NX. 136
Figura 114 – Fotografia de inúmeros cristais centimétricos de cassiterite a formarem massas a ocorrerem no seio de um veio de quartzo. 137
Figura 115 – Imagem de BSE onde se observa a associação entre a cassiterite (Cst), o quartzo IA (QzIA) e a moscovite de hábito lamelar (Msc I)..... 138
Figura 116 – Imagem de BSE onde se observa a associação entre um grão cassiterite (Cst) muito com inclusões de quartzo IA (QzIA), associado a moscovite de hábito lamelar (Msc I) e QzIA. 139
Figura 117 – Microfotografia de um cristal subédrico de cassiterite exibindo uma alternância de bandas claras e escuras. Note-se a intensa fraturação dos cristais. N//. 140
Figura 118 – Microfotografia de um cristal subédrico de cassiterite exibindo um zonamento ótico concêntrica de bandas claras e escuras, neste caso correspondendo a zonas de crescimento. Note-se a intensa fraturação dos cristais. N//..... 140
Figura 119 – Microfotografia de uma área de um cristal de cassiterite (Cst), onde se observa uma ligeira diferença da refletância entre as bandas claras (BC) e escuras (BE). Note-se algumas inclusões de quartzo (Qz) na cassiterite. LR. 141
Figura 120 – Microfotografia de um cristal subédrico de apatite (Ap) deformado e rodeado por algumas palhetas da primeira geração de moscovite lamelar (Msc I). N//. 142
Figura 121 – Microfotografia de um cristal euédrico de apatite (AP) associado ao quartzo (QzIA) próximo a várias palhetas da primeira geração de moscovite (Msc I). N//..... 142
Figura 122 – Microfotografia de um cristal subédrico de apatite (Ap), associado à moscovite da primeira geração (Msc I) exibindo inúmeras inclusões fluidas bifásicas (IF). N//. 143
Figura 123 – Microfotografia de um cristal subédrico de apatite (Ap), associado a um cristal de QzIA, e a exibir a típica coloração amarela em CL, bem como recristalizações, indicado pelas áreas de tonalidade mais escura. 143
Figura 124 – Microfotografia de dois cristais de fluorite dispersos no quartzo, sendo um deles de hábito anédrico e um outro exibindo o típico hábito cúbico da fluorite. N//.. 144
Figura 125 – Microfotografia do QzIA exibindo agulhas de rútilo (Rt) inclusas. N//. .. 145
Figura 126 – Microfotografia do QzIB exibindo agulhas de rútilo (Rt) inclusas. N//. .. 145

Figura 127 – Microfotografia de raríssimas exsoluções de cristais anédricos de columbo-tantalite (Ct) na cassiterite (Cst). Note-se algumas inclusões de QzIA no seio da cassiterite. LR 200X. 146
Figura 128 – Exemplo de um filonete de quartzo associado à deposição dos sulfuretos (QzIIA), onde se observa um cristal de um sulfureto já muito alterado. 148
Figura 129 – Microfotografia de um cristal anédrico de QzIIA, de aspeto límpido e pouco fraturado, ao qual se associam alguns cristais subédricos de pirite (Py). N//. 149
Figura 130 – Microfotografia de vários cristais anédricos de QzIIB, de aspeto límpido a leitoso, e ao qual se associam vários cristais e massas de arsenopirite II (Aspy II). N//. 149
Figura 131 – Fotografia de um cristal centimétrico euédrico de arsenopirite, neste caso num encosto de filão com o granito de Ervedosa. 150
Figura 132 – Microfotografia de um cristal de arsenopirite II (Aspy II) muito fraturado, com pirite (Py) em fraturas e a substituir parcialmente a arsenopirite. LR. 151
Figura 133 – Microfotografia de um cristal de arsenopirite II (Aspy II) contendo inclusões de bismuto (Bi). LR. 151
Figura 134 – Microfotografia de um cristal euédrico de arsenopirite (Aspy II) com diminutas inclusões de matildite (Mtd) de hábito anédrico. LR. 152
Figura 135 – Microfotografia de vários cristais subédricos de pirite (Py), a rodear e a penetrar a esfalerite (Sph). LR. 153
Figura 136 – Microfotografia de um grupo de cristais euédricos a subédricos de pirite (Py) a ocorrer no seio do quartzo IIA (QzIIA). LR. 153
Figura 137 – Microfotografia de um cristal de pirite (Py), com inclusões de pirrotite (Po) de cor cinzenta acastanhada e inclusões de cristais anédricos de estanite (Stn) de tom cinzento-esverdeado típico e bismuto (Bi). LR. 154
Figura 138 – Microfotografia de uma diminuta inclusão de bismuto (Bi) a ser alterado nos bordos do cristal para bismutinite (Bis). LR. 155
Figura 139 – Microfotografia de cristais subédricos de pirite (Py), muito fraturado e a ser penetrado e rodeado pela esfalerite (Sph). LR. 156
Figura 140 – Microfotografia de um cristal euédrico de pirite (Py) parcialmente substituído por esfalerite (Sph). Note-se a textura pseudomórfica da esfalerite. LR. 156
Figura 141 – Microfotografia de um cristal anédrico de esfalerite (Sph) com múltiplas inclusões de calcopirite (Ccpy), uma textura designada de *"chalcopyrite disease"*. LR. 158
Figura 142 – Microfotografia de um filonetes de calcopirite (Ccpy) a intersetar o quartzo. LR. 159

Figura 143 – Microfotografia do aspeto da distribuição dos óxidos de Fe (FeOx) tardios nas diferentes mineralogias dos veios de Ervedosa. N//. 160
Figura 144 – Microfotografia de um agregado de cristais anédricos de hematite (Hem) a penetrar diversas palhetas de moscovite I (Msc I). LR. 160
Figura 145 – Amostra dos veios mineralizados de Ervedosa exibindo agregados de textura terrosa de limonite (Lim) de cor amarelo ocre, associada a hematite (Hem) de cor vermelho ocre. 161
Figura 146 – Fotografia de detalhe de um *boxwork* de um cristal de arsenopirite incluso no granito de Ervedosa, totalmente alterada para escorodite (Scd) de cor verde. 162
Figura 147 – Microfotografia de um grupo de inúmeros cristais de escorodite euédricos e zonados em tons de amarelo. N//. 163
Figura 148 – Microfotografia de uma associação de arsenopirite II (Aspy II) e pirite (Py) muito fraturadas, parcialmente alteradas para covelite (Cv), escorodite (Scd) e limonite (Lim). LR. 163
Figura 149 – Microfotografia de um cristal de arsenopirite I (Aspy I) muito fraturado e parcialmente alterado para escorodite (Scd) Algumas fraturas exibem cristais anédricos de limonite (Lm). LR. 164
Figura 150 – Imagem de eletrões retro difundidos obtida em cristais euédricos e xenomórficos de escorodite (Z1). 164
Figura 151 – Imagem de eletrões retro difundidos (BSE) um cristal de arsenopirite I (Aspy I) associado a moscovite I (Msc I) e QzIA, muito fraturado e parcialmente alterado, especialmente no núcleo. Observa-se ainda um agregado de cristais euédricos a subédricos de escorodite (Scd), resultante da alteração supergénica da arsenopirite. A moscovite exibe hematite (Hem) em fraturas e ao longo dos planos de clivagem..... 165
Figura 152 – Imagem de BSE de vários cristais de apatite (Ap) inclusos na moscovite (Z11/Msc) da primeira geração, aos quais de encontra associada a torbenite (Tor) e zircão (Zrn). 166
Figura 153 – Imagem de BSE exibindo um cristal euédrico de zircão (Z7) incluso na moscovite. 166
Figura 154 – Imagem de BSE onde se observa monazite (Mnz) rica em Th inclusa na moscovite da primeira geração (Msc I). 167
Figura 155 – Microfotografia de um cristal de calcopirite (Ccpy) muito fraturado e parcialmente alterado para covelite (Cv), que se encontra rodeado por agregados de limonite (Lim). LR. 168
Figura 156 – Fotografia de um dos taludes instáveis na mina de Murços e alguns edifícios em ruínas, antes da intervenção da EDM (retirado de

https://edm.pt/en/projetos/environmental-remediation-of-the-murcos-mining-area, consultado a 07-01-2023). 171
Figura 157 – Talude instável da *Figura 156* a ser intervencionado, com a construção de "degraus de segurança" de modo a obter um talude de inclinação mais regular. Note-se igualmente que os edifícios em ruínas foram demolidos (retirado de *https://edm.pt/en/projetos/environmental-remediation-of-the-murcos-mining-area*, consultado a 07-01-2023). 171
Figura 158 – Exemplo de uma das inúmeras placas de aviso de perigo colocadas pela EDM em toda a área mineira de Murçós (retirado de *https://edm.pt/en/projetos/environmental-remediation-of-the-murcos-mining-area*, consultado a 07-01-2023). 172
Figura 159 – Exemplo de uma das vedações de segurança e portões de acesso às cortas colocados pela EDM (retirado de *https://edm.pt/en/projetos/environmental-remediation-of-the-murcos-mining-area*, consultado a 07-01-2023). 172
Figura 160 – Vista aérea da área mineira de Murçós sobre a qual foram delimitadas as áreas das cortas (delimitadas a amarelo), as frentes de exploração tal como foram abandonadas (delimitadas a vermelho), os edifícios e ruínas remanescentes (delimitados a verde, e a área de talude com materiais finos na área da lavaria (delimitado a azul). 174
Figura 161 – Vista de uma das frentes de exploração de grande dimensão presentes na área mineira de Murçós, demonstrando bem a dimensão do desmonte em "open-pit". 175
Figura 162 – Vista de uma das cortas com espelho de água parcialmente colonizado com macrófitas, neste caso *Juncus*. 176
Figura 163 – Corta seca de pequena dimensão junto à ribeira da Choupica, e que evidencia não ter sido alvo de grande interesse na fase de exploração. 176
Figura 164 – Fotografia de campo da galeria de pouca extensão acessível na área mineira de Murçós. 177
Figura 165 – Vista dos antigos edifícios centrais administrativos das minas de Murçós, onde se situavam os diferentes escritórios e o posto médico. 177
Figura 166 – Ruínas de uma edificação que terá correspondido a um armazém. 178
Figura 167 – Vista de uma estrutura em betão na zona acima da lavaria onde estava localizada uma torva destinada ao descarregamento do minério "tal e qual". 178
Figura 168 – Vista de um talude materiais finos no local onde se situavam as antigas lavarias. Do lado direito da imagem ainda se observam vestígios de uma construção. 179

Figura 169 – Ruínas de um pequeno tanque/depósito que terá servido para o armazenamento de águas. 179
Figura 170 – Testemunhos de sondagem abandonados sendo alguns dos quais recolhidos para amostragem. 180
Figura 171 – Tentativa de correlação entre a litoestratigrafia e a cronoestratigrafia para o domínio Peritransmontano (retirado de *Ribeiro, 1974*). 181
Figura 172 – Esboço geológico do sector de Murçós, onde se destacam as apófises do granodiorito de Murçós a intruir as sequências metassedimentares de idade silúrica (adaptado de *Noronha, 1981*). 182
Figura 173 – Xistos cinzentos aflorantes na área da mina de Murçós, onde se destaca a foliação S1 bem marcada e sub-horizontal. Note-se ainda as variações de cor entre o cinzento e o castanho. 183
Figura 174 – Testemunho de sondagem de uma amostra de xistos cinzentos, exibindo níveis e lentículas quartzosas milimétricas a centimétricas. 184
Figura 175 – Pormenor dos metagrauvaques de tom bege presentes pontualmente na área da mina de Murçós, e onde fica evidenciada a textura matriz suportada e a má calibragem dos sedimentos. 184
Figura 176 – Aspeto geral da textura lepidogranoblástica dos xistos cinzentos, assim como a evidente deformação cisalhante mostrada pelo quartzo (Qz) e moscovite (Ms) alongados ou de geometria ocelada. Note-se a distribuição espacial preferencial do quartzo e das micas em bandas ou lentículas e a presença de alguns opacos (Opq). NX. 185
Figura 177 – Aspeto das estruturas C-S presentes nos xistos cinzentos de Murçós. NX. 186
Figura 178 – Cristal subédrico de turmalina (Tur) a intersetar a orientação preferencial dos cristais de quartzo (Qz). NX. 186
Figura 179 – Amostra orientada de xistos cinzentos de Murçós exibindo dobras isoclinais de eixo sub-horizontal e plano axial subvertical. 188
Figura 180 – Amostra fresca do granodiorito de Murçós que mostra os aspetos de deformação principais, nomeadamente a textura ocelada conferida pelos megacristais de feldspato potássico, bem como uma foliação subvertical bem marcada, materializada pela orientação preferencial da biotite. 190
Figura 181 – Ilustração esquemática do estiramento em b, onde X, Y e Z correspondem aos eixos do elipsoide de deformação (retirado de *Dória & Noronha, 1987*). 191

Figura 182 – Exemplo de uma porção do granodiorito de Murçós afetado por alterações metassomáticas, nomeadamente caulinização e substituição da biotite por moscovite. 191
Figura 183 – Microfotografia do aspeto geral do quartzo, onde se podem observar diferentes aspetos texturais desencadeados pela deformação cisalhante, nomeadamente a recristalização parcial, o alongamento dos cristais, os bordos irregulares e extinção ondulante. NX. 192
Figura 184 – Microfotografia de um cristal prismático de turmalina (Tur), orientado de modo preferencial, exibindo uma fenda de tração (Ft) preenchida pela segunda geração de quartzo tardio. NX. 193
Figura 185 – Microfotografia de um cristal de felsdspato potássico de grandes dimensões e com geometria ocelada. NX. 194
Figura 186 – Microfotografia de um cristal de feldspato potássico e com múltiplas inclusões de quartzo (Qz), biotite (Bt), moscovite (Ms) e micropertites. NX. 194
Figura 187 – Microfotografia de um cristal de feldspato potássico exibindo múltiplas relíquias de ortóclase (Or) no seio do cristal e nos bordos. NX. 195
Figura 188 – Microfotografia de um cristal de oligóclase-andesina, mostrando uma macla complexa, num cristal muito caulinizado, mas onde ainda se distinguem a macla polissintética e múltiplas de inclusões de minerais da matriz. NX. 196
Figura 189 – Microfotografia de um cristal de plagióclase em associação mirmequítica (MI) com o quartzo. NX. 196
Figura 190 – Microfotografia do aspeto típico da biotite, em cristais alongado e de geometria ocelada, contendo múltiplas inclusões de zircão (Zrn) e apatite (Ap). N//. 197
Figura 191 – Microfotografia de um cristal de biotite parcialmente alterado para clorite, e onde se distinguem inclusões de zircão (Zrn) e apatite (Ap). N//. 198
Figura 192 – Microfotografia de um cristal de feldspato potássico (Kfs) de geometria ocelada, rodeado por cristais de moscovite (Ms), biotite (Bt) e quartzo (Qz), e que definem a foliação do granodiorito. NX. 198
Figura 193 – Microfotografia de uma palheta de moscovite bem desenvolvida, contendo um cristal de biotite incluso. N//. 199
Figura 194 – Microfotografia de uma fratura num cristal de microclina, preenchido por moscovite tardia que ocorre sobre a forma de diminutos cristais. NX. 199
Figura 195 – Microfotografia de um cristal de biotite contendo múltiplas inclusões de apatite (Ap). N//. 200
Figura 196 – Microfotografia de um cristal de biotite (Bt) parcialmente cloritizado (Chl), exibindo uma inclusão de zircão (Zrn) com o halo pleocroico característico. N//. 200

Figura 197 – Microfotografia de um cristal de feldspato potássico parcialmente substituído por turmalina. N//. 201
Figura 198 – Microfotografia de diferentes cristais de turmalina que evidenciam um zonamento cromático entre os núcleos dos cristais sobretudo verdes e os bordos castanhos. N//. 202
Figura 199 – Microfotografia de múltiplos cristais de turmalina orientados de modo preferencial e com fendas de tração. N//. 202
Figura 200 – Microfotografia de um diminuto cristal prismático de alanite incluso na biotite. N//. 203
Figura 201 – Microfotografia de múltiplos cristais anédricos de hematite (Hem) dispersos em cavidades e fraturas. Note-se um pequeno cristal de scheelite (Sch) de geometria ocelada, e que ocorre no granodiorito como impregnações. LR. 203
Figura 202 – Microfotografia de um cristal euédrico de pirite disperso na matriz. LR. 204
Figura 203 – Exemplo de algumas das ocorrências de leucogranito na área de Murçós, instalados em pequenos cisalhamentos direitos com alguns metros de extensão. ... 205
Figura 204 – Amostra pouco alterada do leucogranito mostrando uma foliação marcada pela orientação preferencial dos cristais de feldspato potássico (Kfs) de geometria ocelada e pelas palhetas de micas. Note-se um cristal centimétrico de cassiterite (Cst) a ocorrer no leucogranito. 205
Figura 205 – Amostra do leucogranito de grão médio exibindo um cristal centimétrico de cassiterite (Cst). 206
Figura 206 – Microfotografia de diferentes cristais de quartzo (Qz) e moscovite (Ms) orientados preferencialmente e desenhando a foliação do leucogranito. NX. 207
Figura 207 – Microfotografia de um cristal de microclina muito sericitizado, mas onde é ainda possível de observar a macla da microclina e diferentes inclusões de minerais da matriz como o quartzo (Qz) e a moscovite (Ms, bem como minerais acessórios como a apatite (Ap). NX. 207
Figura 208 – Microfotografia de um cristal de albite de geometria ocelada, bastante alterado, mas que exibe ainda a macla polissintética. NX. 208
Figura 209 – Microfotografia de inúmeras palhetas de moscovite associadas à biotite, ambas orientadas de modo preferencial. N//. 209
Figura 210 – Microfotografia de um cristal de biotite (Bt) com múltiplas inclusões de zircão (Zrn) e apatite (Ap). NX. 210
Figura 211 – Microfotografia de alguns cristais de turmalina a substituir minerais como o quartzo e as micas. N//. 211

Figura 212 – Microfotografia do aspeto do zonamento ótico observável na cassiterite que ocorre no leucogranito, caracterizado pela alternância de bandas mais claras e bandas mais escuras. N//. 211
Figura 213 – Microfotografia de um cristal de turmalina (Tur) mostrando fendas de tração e fraturas onde ocorrem pequenos cristais anédricos de hematite (Hem). LR. 212
Figura 214 – Amostra de *greisen* de grão médio a grosseiro de cor cinzento-escuro e textura orientada proveniente de Murçós. 213
Figura 215 – Microfotografia de cristais de quartzo que substituíram os ocelos de feldspato, com palhetas de moscovite a rodear estes ocelos preenchidos por quartzo, desenhando aquilo que seria a textura ocelada prévia do granodiorito. NX. 214
Figura 216 – Microfotografia onde se podem observar simultaneamente a moscovite primária (Ms I) em palhetas alongadas e encurvadas de grandes dimensões e com inclusões de hematite (Hem) ao longo dos planos de clivagem, e a moscovite tardia (Ms II) de grão fino a substituir diferentes minerais. NX. 215
Figura 217 – Microfotografia de um cristal de microclina de geometria ocelada muito mal preservado. NX. 216
Figura 218 – Microfotografia de um cristal subédrico de feldspato potássico com macla de Carlsbad, com um golfo de corrosão preenchido por moscovite tardia (Ms II). NX. 216
Figura 219 – Amostra do aplito de cor bege proveniente do jazigo de Murçós..... 218
Figura 220 – Microfotografia do áspero geral do quartzo (Qz), onde se evidencia o aspeto ocelado, a extinção ondulante, os bordos indentados e a recristalização parcial. Note-se a moscovite (Ms) a ocorrer em palhetas alongadas e orientadas preferencialmente segundo a mesma direção que o quartzo. NX. 219
Figura 221 – Microfotografia de um cristal de plagióclase de pequena dimensão de geometria ocelada. NX. 219
Figura 222 – Microfotografia de um cristal subédrico de microclina com macla polissintética bastante evidente. NX. 220
Figura 223 – Microfotografia de cristais subédricos de turmalina, orientados preferencialmente e exibindo fendas de tração (Ft) perpendiculares ao alinhamento dos cristais. N//. 221
Figura 224 – Exemplo de um filão de quartzo leitoso subvertical de cerca de 30 cm de possança e com alguns metros de extensão, de direção N20°E a intersetar os metassedimentos na área da mina de Murçós. 222

Figura 225 – Amostra de mão de um grupo de cristais euédricos zonados e com uma capa de óxidos de Fe que podem ser encontrados em geodes nos filões de quartzo estéreis existentes na área da mina de Murçós. 222
Figura 226 – Exemplo de um filão sub-horizontal, *in situ*, mineralizado em scheelite, onde se pode observar a fraca possança dos filões e o quartzo de cor cinzenta correspondente à ganga dominante. Note-se a presença de agregados ferruginosos nos encostos do filão, e que deverão corresponder a produtos de alteração dos sulfuretos. 224
Figura 227 – Amostra de mão de uma amostra de um veio mineralizado em scheelite e que se instalou no granodiorito de Murçós, tal como testemunha a fina faixa de granodiorito fortemente orientado no centro da amostra. 224
Figura 228 – Exemplo de um filão sub-horizontal quartzoso (Qz) mineralizado em scheelite com abundantes massas de turmalina (Tur) orientada preferencialmente segundo a direção de alongamento e com fendas de tração (Ft) centimétricas perpendiculares à direção de orientação dos cristais. 226
Figura 229 – Exemplo de um agregado terroso de cor branca a ocorrer no encosto de um filão mineralizado e que deverá corresponder a um produto de alteração dos sulfuretos. 226
Figura 230 – Microfotografia do aspeto geral do quartzo IA (QzIA) recristalizado para quartzo IB. 229
Figura 231 – Amostra de um veio de possança centimétrica mineralizado em scheelite (Sch) com fluorescência azul intenso e exibindo fendas de tração (Ft) subverticais e perpendiculares à direção de alongamento dos cristais. 230
Figura 232 – Amostra de um veio mineralizado em scheelite (Sch) onde se observam fendas de tração (Ft) preenchidas com quartzo (Qz), e que afetam os diferentes minerais dos veios como a turmalina (Tur). 230
Figura 233 – Microfotografia de um cristal subédrico de scheelite muito fraturado e ocorrendo segundo a direção preferencial de alongamento. N//. 231
Figura 234 – Microfotografia de um cristal subédrico de scheelite alongado e com fendas de tração (Ft) preenchidas com quartzo. N//. 231
Figura 235 – Microfotografia de dois pequenos cristais de scheelite (Sch) de geometria ocelada. N//. 232
Figura 236 – Fragmento de possança métrica de um veio mineralizado em scheelite e onde se podem observar diferentes massas centimétricas de turmalina (Tur), orientada preferencialmente segundo a direção geral de alongamento. 233

Figura 237 – Microfotografia de diversos cristais prismáticos de turmalina orientados de modo preferencial. N//. 233
Figura 238 – Microfotografia de diferentes cristais de turmalina (Tur) com múltiplas fendas de tração (Ft). LR. 234
Figura 239 – Amostra de um pequeno cristal anédrico de cassiterite (Cst) a ocorrer associada ao quartzo. 235
Figura 240 – Microfotografia de um cristal subédrico de cassiterite (Cst) orientado preferencialmente segundo a direção geral de alongamento. N// 235
Figura 241 – Imagem BSE do aspeto da cassiterite dos veios de Murçós, onde se destacam algumas impurezas dispersas e fendas de tração (Ft) preenchidas com quartzo 236
Figura 242 – Microfotografia onde podem ser observadas alguma palhetas alongadas de moscovite (Ms) associadas ao QzIA e QzIB. 237
Figura 243 – Amostra de um veio mineralizado em scheelite onde se observam o quartzo (Qz), a turmalina (Tur) a arsenopirite (Aspy) orientados segundo a direção geral de alongamento, ocorrendo fendas de tração (Ft) perpendiculares a esta direção preenchidas com quartzo e sulfuretos como a pirite (Py). 238
Figura 244 – Microfotografia de um cristal anédrico de arsenopirite (Aspy) muito fraturado e com fendas de tração preenchidas com quartzo IIA (QzIIA). LR. 238
Figura 245 – Microfotografia em catodoluminescência evidenciando a luminescência e textura do QzIA e do QzIB que foram frequentemente observadas. O quartzo mais tardio que preenche fendas de tração (QzIIA) exibe uma luminescência azul intenso contratante com os casos anteriores. Observam-se ainda nesta imagem alguns cristais de apatite (Ap) de dimensão muito pequena e luminescência amarela associados ao QzIA e QzIB e à turmalina (Tur). 240
Figura 246 – Microfotografia do aspeto do QzIIA límpido associado à deposição de sulfuretos em fendas de tração. Note-se o zonamento de alguns cristais. N//. 240
Figura 247 – Microfotografia de um pequeno cristal de quartzo IIB (QzIIB) a ocorrer numa fratura no quartzo IIA (QzIIA), e ambos a ocorrer numa fenda de tração na turmalina (Tur). N//. 241
Figura 248 – Microfotografia do aspeto geral da primeira geração de pirite (Py I) a substituir a arsenopirite (Aspy). LR. 242
Figura 249 – Microfotografia de vários cristais anédricos da segunda geração de pirite (Py II) a ocorrem em fraturas no QzIIB. Note-se a menor alteração e brilho mais intenso desta geração de pirite face à primeira. LR. 242

Figura 250 – Microfotografia de um cristal anédrico de esfalerite (Sph) associado à galena (Gn) e contendo uma inclusão de calcopirite (Ccp). LR. 243
Figura 251 – Microfotografia de uma associação de pirite (Py), galena (Gn) e calcopirite (Ccp) evidenciando alguma alteração, tal como testemunha a ocorrência de pequenos cristais de covelite (Cv) de cor azul metálico característica. LR. 244
Figura 252 – Microfotografia de um cristal anédrico de galena exibindo arrancamentos triangulares característicos. LR. 244
Figura 253 – Microfotografia de diminutos cristais de pirrotite a ocorrerem como inclusão na pirite. LR. 245
Figura 254 – Microfotografia de uma associação entre diferentes sulfuretos tais como a pirite (Py), a galena (Gn) e a estanite (Stn). LR. 246
Figura 255 – Microfotografia de um cristal anédrico da segunda geração de pirite (Py II) a exibir múltiplas inclusões de bismutinite. LR. 246
Figura 256 – Imagem de BSE de cristais de bismutinite (Z2) numa fratura no quartzo. 247
Figura 257 – Microfotografia de alguns cristais de apatite (Ap) de geometria ocelada associados à moscovite (Ms) e ao quartzo (Qz). N//. 248
Figura 258 – Microfotografia de cristais de hematite (Hem) bem desenvolvidos em cavidades no quartzo. LR. 248
Figura 259 – Vista geral da corta da mina de Monte Agrochão. 250
Figura 260 – Aspeto das escombreiras da mina de Monte Agrochão, dispersas pela vertente 250
Figura 261 – Afloramento do granodiorito de Agrochão, rocha mesocrata muito orientada e com orientação preferencial da biotite e dos megacristais de Fk de geometria ocelada, ao qual ocorre espacialmente associada uma fácies leucocrata mais rica em moscovite, com as mesmas características texturais. 251
Figura 262 – Afloramento de granodiorito de Agrochão onde é possível observar um encrave máfico estirado segundo a direção da foliação do granodiorito. 252
Figura 263 – Exemplo de um filão centimétrico subvertical mineralizado em scheelite em Monte Agrochão. Note-se o aspeto do quartzo leitoso e a abundante turmalina em massas de cristais distribuídos sobretudo nos encostos do filão. 253
Figura 264 – Aspeto geral do quartzo dos veios mineralizados em scheelite de Agrochão, consistindo de um quartzo (Qz) maciço de cor heterogénea entre o branco e o cinzento, e onde se destacam pequenas massas de sulfuretos, que correspondem essencialmente à arsenopirite e pirite (Aspy + Py). 254

Figura 265 – Imagem de BSE de um cristal de scheelite (Z1) muito deformado e fraturado, associado a um cristal igualmente fraturado de arsenopirite (Z2). 255
Figura 266 – Microfotografia de um cristal de scheelite (Sch) exibindo ima fenda de tração (Ft) preenchida com quartzo. LR. 256
Figura 267 – Fotografia de pormenor onde se podem observar inúmeras massas de cristais de arsenopirite (Aspy) associadas ao quartzo e cristais de pirite (Py) em fraturas nestes últimos dois minerais. 257
Figura 268 – Microfotografia de um cristal prismático de turmalina exibindo múltiplas fendas de tração (Ft) perpendiculares à orientação do cristal. lR. 258
Figura 269 – Bloco diagrama ilustrativo do modelo proposto para a ocorrência dos veios mineralizados em scheelite de Murçós (retirado de *Dória & Noronha, 1987*). 258
Figura 270 – Diagramas binários aos teores de elementos traço vs. LOI relativos aos litótipos analisados. Constam ainda destas projeções K_2O/Na_2O vs. LOI, #Mg vs. LOI e A/CNK vs. LOI. 263
Figura 271 – Diagramas de Harker relativos aos elementos maiores e menores vs. SiO_2 relativos aos litótipos analisados. 268
Figura 272 – Diagrama binário relativo aos elementos maiores e menores vs. B relativos às amostras analisadas. 269
Figura 273 – Diagramas de Harker relativos às concentrações de elementos traço vs. SiO_2 obtidos nas amostras de granitoides analisadas. 271
Figura 274 – Espectro de elementos de terras raras normalizadas ao condrito, relativas às amostras analisadas. 273
Figura 275 – Diagramas binários Sr vs. Eu/Eu* *(a)*, Ba vs. Eu/Eu* *(b)* e CaO/Al_2O_3 vs. Eu/Eu* *(c)* respeitantes às amostras analisadas. 274
Figura 276 – Diagramas binários Th vs. Eu/Eu* *(a)* e La vs. Eu/Eu* *(b)* relativos às amostras analisadas. 274
Figura 277 – Diagramas binários Sr vs. ΣTR *(a)*, Ba vs. Th *(b)* e La vs. CaO/Al_2O_3 *(c)* respeitantes às amostras analisadas. 275
Figura 278 – Diagramas binários La vs. Th *(a)*, Yb vs. Zr *(b)* e Y vs. Yb *(c)* relativos às amostras analisadas. 275
Figura 279 – Diagrama binário de discriminação geoquímica K_2O vs. SiO_2 de *Peccerillo & Taylor (1976)* respeitante às amostras analisadas. 277
Figura 280 – Diagrama binário A/NK vs. A/CNK de *Shand (1943)* com as projeções das amostras analisadas. 277
Figura 281 – Diagrama binário R2 vs. R1 de *De la Roche et al. (1980)* relativo às amostras analisadas. 278

Figura 282 – Diagrama binário $Na_2O + K_2O$ vs. SiO_2 de *Middlemost (1994)* respeitante às amostras analisadas. 278
Figura 283 – Diagrama binário A vs. B de *Debon & Le Fort (1983)* relativos às amostras analisadas. I – Moscovite > Biotite; II – Biotite > Moscovite; III – Biotite; IV – Horneblenda + Biotite; V – Clinopiroxena; VI – Rochas com composições excecionais. 279
Figura 284 – Diagrama binário A vs. B modificado por *Villaseca et al. (1998)* com as projeções das amostras analisadas. f-P – granitos peraluminosos altamente félsicos; h-P – granitos altamente peraluminosos; m-P – granitos moderadamente peraluminosos; l-P – granitos fracamente peraluminosos. 279
Figura 285 – Diagrama binário B vs. K / (Na+K) de *Debon & Le Fort (1988)* com as projeções das amostras estudadas..... 280
Figura 286 – Diagramas binários $[FeO^T/(FeO^T + MgO)]$ vs SiO_2 *(a)*, $(Na_2O + K2O – CaO)$ vs. SiO2 *(b)* e A/NK vs. ASI *(c)* de *Frost et al. (2001)* com as projeções das amostras analisadas. 280
Figura 287 – Projeção das amostras analisadas no diagrama binário R1 vs. R2 de *Batchelor & Bowden (1985)*. Ab – albite; An – anorthite; Bt – biotite; Di – diopside; En – enstatite; Fa – fayalite; Fo – forsterite; Fs – ferrosilite; Hd – hedenbergite; Or – ortóclase; Ph – fengite; Sp – esfalerite. 282
Figura 288 – Projeções das amostras analisadas nos diagramas binários Rb vs. Y+Nb *(a)*, Nb vs. Y *(b)*, Rb vs. Ta+Yb *(c)* e Ta vs. Yb *(d)* de *Pearce et al. (1984)*. syn-COLG – granitos sincolisionais; WPG –granitos intra-placa; VAG – granitos de arcos vulcânicos; ORG – granitos associados a riftes..... 282
Figura 289 – Projeções das amostras no diagrama ternário Hf-Rb/30-3Ta de *Harris et al. (1986)*. VA – intrusões associadas a arcos vulcânicos; WP – intrusões intraplaca; Group 2 – intrusões peraluminosas sinorogénicas; Group 3 – intrusões tardi a pós-colisionais. 283
Figura 290 – Projeção das amostras no diagrama binário P_2O_5 vs. A/CNK. Os campos discriminantes são adaptados dos trabalhos de *Villaseca et al. (1998a)*, *Andonaegui (1990)* e *Wolf & London (1994)*. 284
Figura 291 – Projeções das amostras nos diagramas binários A/CNK vs. SiO_2 *(a)*, Rb vs. Th *(b)* e A/CNK vs. $1/TiO_2$ de *Müller et al. (2005)*. 285
Figura 292 – Projeção multi-elementos para as amostras analisadas, normalizados para os valores médios da crosta *(Taylor & McLennan, 1995)*..... 289
Figura 293 – Projeção multi-elementos para as amostras analisadas, normalizados para os valores médios do manto primitivo *(McDonough & Sun, 1995)*. 289

Figura 294 – Projeção das amostras analisadas nos diagramas [Al_2O_3/(FeO^T + MgO + TiO_2)] vs. (Al_2O_3 + FeO^T + MgO + TiO_2 *(a)*, [(Na_2O + K_2O)/(FeO^T + MgO + TiO_2)] vs. (Na_2O + K_2O + FeO^T + MgO + TiO_2) *(b)*, CaO/Na_2O vs. Al_2O_3/TiO_2 *(c) (Patiño Douce, 1999; Jung et al., 2009)* e Rb/Ba vs. Rb/Sr *(d) (Sylvester, 1998)*. 291
Figura 295 – Projeção das amostras analisadas nos diagramas binários Rb/Sr vs. Sr *(a)* e Rb/Sr vs. Ba *(b)*, de acordo com *Inger & Harris (1993)*. Ms (VA) – fusão da moscovite sem vapor; Ms (VP) – fusão da moscovite na presença de vapor; Bt (VA) – fusão da biotite sem vapor. 292
Figura 296 – Projeção das amostras analisadas nos diagramas binários Zr/Nb vs. Zr *(a)*, Rb/Sr vs. Sr *(b)* e Ba vs. Eu/Eu^*_N *(c)*, de acordo com *Zhang & Zhang (2014)*..... 294
Figura 297 – Projeção das amostras analisadas nos diagramas binários La/Sm vs. La *(a)* La/Yb vs. Yb *(b)* e Ce/Yb vs. Ce *(c)*, adaptado de *Sarjoughian et al. (2015)*..... 294
Figura 298 – Projeção das amostras analisadas nos diagramas ternários Ba-Rb-Cs de *Neiva (1984) (a)* e Ba-Rb-Sr de *El Bouseily & El Sokkary (1975) (b)*. Campos do diagrama de Neiva *(1984):* I – granitóides sem mineralizações associadas; II – granitos de duas micas com mineralizações de Sn(W) associadas; III – granitos moscovíticos, aplitos e pegmatitos com mineralização de Sn(W) associada. Campos do diagrama de *Bouseily & El Sokkary (1975):* I – granitos muito diferenciados; II – granitos normais; III – granitos anómalos; IV – granodioritos e quartzodioritos; V – dioritos. 308
Figura 299 – Projeção das amostras analisadas no diagrama binário Rb vs. SiO_2. .. 309
Figura 300 – Projeções das amostras nos diagramas binários Sn vs. TiO_2 *(a)* e Sn vs. Rb/Sr *(b)*. Os campos definidos foram adaptados dos propostos por *Lehmann (1990)*. 313
Figura 301 – Projeção das amostras analisadas no diagrama binário Nb/Ta vs. Zr/Hf. Os campos definidos foram adaptados dos propostos por *Ballouard et al. (2015)*. 313
Figura 302 – Projeções das amostras nos diagramas binários Sn vs. W *(a)*, Sn vs. Rb *(b)*, Sn vs. Li *(c)*, Sn vs. Nb *(d)*, Sn vs. Ta *(e)*, Sn vs. F *(f)*, Sn/W vs. F *(g)* e Zn vs. F *(h)*. 316
Figura 303 – Projeção das amostras nos diagramas binários K/Rb vs. F *(a)*, Nb/Ta vs. F *(b)* e Zr/Hf vs. F *(c)*. 316
Figura 304 – Projeção das amostras nos diagramas binários K/Rb vs. F *(a)*, Nb/Ta vs. F *(b)* e Zr/Hf vs. F *(c)*. 317
Figura 305 – Diagrama ternário (Ta, Nb) vs. (Sn,Ti,W) vs. (Fe,Mn) com as projeções obtidas para o conjunto das bandas escuras e claras analisadas nas cassiterites de Ervedosa. Note-se a demarcação dos campos da cassiterite (Cst), rútilo (Rt), ixiolite (Ixt) e columbo-tantalite (Ct)..... 323

Figura 306 – Diagrama ternário (Ta, Nb) vs. (Sn, Ti, W) vs. (Fe, Mn) ampliado, com as projeções dos resultados obtidos nas bandas claras (triângulos laranjas) e bandas escuras (triângulos vermelhos) das cassiterites de Ervedosa. 324
Figura 307 – Diagrama binário de correlação Fe vs. Sn das cassiterites de Ervedosa, com discriminação entre zonas escuras (pontos vermelhos) e zonas claras (pontos laranjas). 324
Figura 308 – Diagrama binário de correlação Mn vs. Sn das cassiterites de Ervedosa, com discriminação entre zonas escuras (pontos vermelhos) e zonas claras (pontos laranjas). 324
Figura 309 – Diagrama binário de correlação Nb vs. Sn das cassiterites de Ervedosa, com discriminação entre zonas escuras (pontos vermelhos) e zonas claras (pontos laranjas). 324
Figura 310 – Diagrama binário de correlação Ta vs. Sn das cassiterites de Ervedosa, com discriminação entre zonas escuras (pontos vermelhos) e zonas claras (pontos laranjas). 324
Figura 311 – Diagrama binário de correlação Ti vs. Sn das cassiterites de Ervedosa, com discriminação entre zonas escuras (pontos vermelhos) e zonas claras (pontos laranjas). 325
Figura 312 – Diagrama binário de correlação W vs. Sn das cassiterites de Ervedosa, com discriminação entre zonas escuras (pontos vermelhos) e zonas claras (pontos laranjas). 325
Figura 313 – Diagrama binário Nb+Ta vs. Fe+Ti relativo às análises pontuais efetuadas das áreas claras da cassiterite de Ervedosa. 325
Figura 314 – Diagrama binário Nb+Ta vs. Sn+Ti+Fe+Mn relativo às análises pontuais efetuadas das áreas claras da cassiterite de Ervedosa. 325
Figura 315 – Diagrama binário dos valores das razões Nb+Ta vs. Fe+Ti referentes às análises pontuais realizadas nas zonas escuras das cassiterites de Ervedosa..... 325
Figura 316 – Diagrama binário dos valores das razões Nb+Ta vs. Sn+Ti+Fe+Mn referentes às análises pontuais realizadas nas zonas escuras das cassiterites de Ervedosa. 325
Figura 317 – Diagrama ternário (Ta, Nb) vs. (Sn,Ti,W) vs. (Fe,Mn) com as projeções obtidas exsoluções analisadas nas cassiterites de Ervedosa. Note-se a demarcação dos campos da cassiterite (Cst), rútilo (Rt), ixiolite (Ixt) e columbo-tantalite (Ct)..... 329
Figura 318 – Ampliação do diagrama ternário (Ta, Nb) vs. (Sn,Ti,W) vs. (Fe,Mn) com as projeções obtidas exsoluções analisadas nas cassiterites de Ervedosa, com as demarcações do campo da ixiolite (Ixt) e da columbo-tantalite (Ct). 329

Figura 319 – Diagrama Ta/Ta+Nb e Mn/Mn+Fe segundo *Černý & Ercit (1989)* com as projeções relativas às exsoluções analisadas nas cassiterites de Ervedosa..... 330
Figura 320 – Diagrama binário de correlação Fe vs. Sn das cassiterites dos veios de Murçós, com discriminação entre zonas escuras (pontos vermelhos) e zonas claras (pontos laranjas). 333
Figura 321 – Diagrama binário de correlação Mn vs. Sn das cassiterites dos veios de Murçós, com discriminação entre zonas escuras (pontos vermelhos) e zonas claras (pontos laranjas). 333
Figura 322 – Diagrama binário de correlação Nb vs. Sn das cassiterites dos veios de Murçós, com discriminação entre zonas escuras (pontos vermelhos) e zonas claras (pontos laranjas). 333
Figura 323 – Diagrama binário de correlação Ta vs. Sn das cassiterites dos veios de Murçós, com discriminação entre zonas escuras (pontos vermelhos) e zonas claras (pontos laranjas). 333
Figura 324 – Diagrama binário de correlação Ti vs. Sn das cassiterites dos veios de Murçós, com discriminação entre zonas escuras (pontos vermelhos) e zonas claras (pontos laranjas). 333
Figura 325 – Diagrama binário de correlação W vs. Sn das cassiterites dos veios de Murçós, com discriminação entre zonas escuras (pontos vermelhos) e zonas claras (pontos laranjas). 333
Figura 326 – Diagrama binário das razões Nb+Ta vs. Fe+Ti das zonas claras das cassiterites dos veios de Murçós. 334
Figura 327 – Diagrama binário das razões Nb+Ta vs. Sn+Ti+Fe+Mn das zonas claras das cassiterites dos veios de Murçós..... 334
Figura 328 – Diagrama binário das razões Nb+Ta vs. Fe+Ti das zonas escuras das cassiterites dos veios de Murçós. 334
Figura 329 – Diagrama binário das razões Nb+Ta vs. Sn+Ti+Fe+Mn das zonas escuras das cassiterites dos veios de Murçós..... 334
Figura 330 – Diagrama ternário (Ta,Nb) vs. (Sn,Ti,W) vs. (Fe,Mn) com as projeções obtidas para o conjunto das bandas escuras e claras analisadas nas cassiterites dos veios mineralizados em scheelite. Note-se a demarcação dos campos da cassiterite (Cst), rútilo (Rt), ixiolite (Ixt) e columbo-tantalite (Ct). 334
Figura 331 – Diagrama ternário (Ta,Nb) vs. (Sn,Ti,W) vs. (Fe,Mn) ampliado, com as projeções dos resultados obtidos nas bandas claras (triângulos laranjas) e bandas escuras (triângulos vermelhos) da cassiterite dos veios de Murçós. 335

Figura 332 – Diagrama de correlação Nb vs. Sn das zonas escuras (pontos vermelhos) e zona claras (pontos laranjas) da cassiterite da amostra PAN 3/85. 337
Figura 333 – Diagrama de correlação Ta vs. Sn das zonas escuras (pontos vermelhos) e claras (pontos laranjas) da cassiterite da amostra PAN 3/85. 337
Figura 334 – Diagrama de correlação Fe vs. Sn das zonas escuras (pontos vermelhos) e claras (pontos laranjas) da cassiterite da amostra PAN 3/85. 338
Figura 335 – Diagrama de correlação Mn vs. Sn das zonas escuras (pontos vermelhos) e claras (pontos laranjas) da cassiterite da amostra PAN 3/85. 338
Figura 336 – Diagrama de correlação Ti vs. Sn das zonas escuras (pontos vermelhos) e claras (pontos laranjas) da cassiterite da amostra PAN 3/85. 338
Figura 337 – Diagrama de correlação W vs. Sn das zonas escuras (pontos vermelhos) e claras (pontos laranjas) da cassiterite da amostra PAN 3/85. 338
Figura 338 – Diagrama Nb+Ta vs. Fe+Ti referente às bandas escuras da cassiterite da amostra PAN 3/85. 339
Figura 339 – Diagrama Nb+Ta vs. Sn+Ti+Fe+Mn referente às bandas escuras da cassiterite da amostra PAN 3/85. 339
Figura 340 – Diagrama Nb+Ta vs. Fe+Ti referente às bandas claras da cassiterite da amostra PAN 3/85. 339
Figura 341 – Diagrama Nb+Ta vs. Sn+Ti+Fe+Mn referente às bandas claras da cassiterite da amostra PAN 3/85. 339
Figura 342 – Diagrama ternário (Ta, Nb) vs. (Sn, Ti, W) vs. (Fe, Mn) relativo à composição química geral da cassiterite da amostra PAN 3/85. Note-se a demarcação dos campos da cassiterite (Cst), rútilo (Rt), ixiolite (Ixt) e columbo-tantalite (Ct). 340
Figura 343 – Diagrama (Ta, Nb) vs. (Sn, Ti, W) vs. (Fe, Mn) ampliado referente às composições químicas das bandas claras (triângulos laranjas) e das bandas escuras (triângulos vermelhos) da cassiterite da amostra PAN 3/85. 340
Figura 344 – Diagrama de correlação Nb vs. Sn das zonas escuras (pontos vermelhos) e zona claras (pontos laranjas) da cassiterite da amostra CST-4 342
Figura 345 – Diagrama de correlação Ta vs. Sn das zonas escuras (pontos vermelhos) e zona claras (pontos laranjas) da cassiterite da amostra CST-4 342
Figura 346 – Diagrama de correlação Fe vs. Sn das zonas escuras (pontos vermelhos) e zona claras (pontos laranjas) da cassiterite da amostra CST-4 342
Figura 347 – Diagrama de correlação Mn vs. Sn das zonas escuras (pontos vermelhos) e zona claras (pontos laranjas) da cassiterite da amostra CST-4 342
Figura 348 – Diagrama de correlação Ti vs. Sn das zonas escuras (pontos vermelhos) e zona claras (pontos laranjas) da cassiterite da amostra CST-4 342

Figura 349 – Diagrama de correlação W vs. Sn das zonas escuras (pontos vermelhos) e zona claras (pontos laranjas) da cassiterite da amostra CST-4..... 342
Figura 350 – Diagrama Nb+Ta vs. Fe+Ti referente às bandas escuras da cassiterite da amostra CST-4. 343
Figura 351 – Diagrama Nb+Ta vs. Sn+Ti+Fe+Mn referente às bandas escuras da cassiterite da amostra CST-4..... 343
Figura 352 – Diagrama Nb+Ta vs. Fe+Ti referente às bandas claras da cassiterite da amostra CST-4. 343
Figura 353 – Diagrama Nb+Ta vs. Sn+Ti+Fe+Mn referente às bandas claras da cassiterite da amostra CST-4..... 343
Figura 354 – Diagrama ternário (Ta, Nb) vs. (Sn, Ti, W) vs. (Fe, Mn) relativos à composição global da cassiterite da amostra CST-4. Cassiterite (Cst); Rútilo (Rt); Ixiolite (Ixt); Columbo-tantalite (Ct). 344
Figura 355 – Diagrama ternário (Ta, Nb) vs. (Sn, Ti, W) vs. (Fe, Mn) ampliado referente às composições químicas das bandas claras (triângulos laranjas) e das bandas escuras (triângulos vermelhos) da cassiterite da amostra PAN 3/85. 344
Figura 356 – Diagrama MoO vs. WO_3 relativo às amostras MUR 85/B2 e MUR QzMinSch, pondo em destaque o mecanismo de substituição nas mesmas. 350
Figura 357 – Diagrama de correlação Sr vs. Ca relativo às scheelites das amostras MUR QzMinScH e Mur 85/B2. 350
Figura 358 – Diagrama de correlação Y vs. Ca relativo às scheelites das amostras MUR QzMinScH e Mur 85/B2. 350
Figura 359 – Diagrama de correlação Nb vs. Ca relativo às scheelites das amostras MUR QzMinScH e Mur 85/B2. 350
Figura 360 – Diagrama de correlação Ta vs. Ca relativo às scheelites das amostras MUR QzMinScH e Mur 85/B2. 350
Figura 361 – Diagrama de correlação Pb vs. Ca relativo às scheelites das amostras MUR QzMinScH e Mur 85/B2. 350
Figura 362 – Diagrama de correlação MoO vs. WO_3, relativo à amostra de scheelite AGR Sch 9/23 do depósito de Agrochão. 352
Figura 363 – Diagrama de correlação Sr vs. Ca respeitante à amostra de scheelite do depósito de Agrochão. 352
Figura 364 – Diagrama de correlação Pb vs. Ca respeitante à amostra de scheelite do depósito de Agrochão. 352
Figura 365 – Diagrama de correlação Nb vs. Ca respeitante à amostra de scheelite do depósito de Agrochão. 353

Figura 366 – Diagrama de correlação Ta vs. Ca respeitante à amostra de scheelite do depósito de Agrochão. 353
Figura 367 – Diagrama de correlação Y vs. Ca respeitante à amostra de scheelite do depósito de Agrochão. 353
Figura 368 – Diagrama de correlação MoO vs. WO_3, relativo à amostra de scheelite ERM-R colhida no depósito da Panasqueira. 354
Figura 369 – Diagrama de correlação Sr vs. Ca respeitante à amostra de scheelite ERM-R do depósito de Panasqueira. 355
Figura 370 – Diagrama de correlação Y vs. Ca respeitante à amostra de scheelite ERM-R do depósito de Panasqueira. 355
Figura 371 – Diagrama de correlação Nb vs. Ca respeitante à amostra de scheelite ERM-R do depósito de Panasqueira. 356
Figura 372 – Diagrama de correlação Ta vs. Ca respeitante à amostra de scheelite ERM-R do depósito de Panasqueira. 356
Figura 373 – Diagrama de correlação Pb vs. Ca respeitante à amostra de scheelite ERM-R do depósito de Panasqueira. 356
Figura 374 – Diagrama Al total vs. Fe total + Mg, onde se encontram projetados os resultados relativos às moscovites analisadas no depósito de Ervedosa. MS – campo da moscovite; MTP – moscovites hidrotermalmente alteradas; MT – moscovites hidrotermais tardias (adaptado de *Neiva, 1992*) 359
Figura 375 – Diagrama Paragonite (%) vs. Celadonite (%) das amostras de moscovites analisadas no depósito de Ervedosa. 360
Figura 376 – Diagrama discriminante de Monier para as tipologias de moscovites analisadas no depósito de Ervedosa. A – moscovites magmáticas; B – moscovites tardi a pós magmáticas; C – moscovites hidrotermais; (adaptado de *Monier et al., 1984*).360
Figura 377 – Diagrama Al total vs. Fe total + Mg dos resultados relativos às moscovites analisadas na amostra MUR_GR. MS – campo da moscovite; MTP – moscovites hidrotermalmente alteradas; MT – moscovites hidrotermais tardias; (adaptado de *Neiva, 1992*). 362
Figura 378 – Diagrama Paragonite (%) vs. Celadonite (%) das amostras de moscovites analisadas na amostra MUR_GR 363
Figura 379 – Diagrama discriminante de Monier das moscovites analisadas na amostra MUR_GR. A – moscovites magmáticas; B – moscovites tardi a pós magmáticas; C – moscovites hidrotermais; (adaptado de *Monier et al., 1984*). 363
Figura 380 – Diagrama ternário OH-Cl-F segundo *McCubbin et al. (2015)*, referentes às frações molares de OH, Cl e F nos exemplares de apatites estudados. 367

Figura 381– Diagrama binário de classificação e substituição respeitante aos minerais do grupo da apatite para os exemplares analisados em amostras do depósito de Ervedosa (adaptado de *Ondrejka et al., 2016*). 367
Figura 382 – Diagrama binário MnO vs. SiO_2 com as projeções relativas às apatites analisadas provenientes do jazigo de Ervedosa (adaptado de *Yao et al. (2007)*, *Chen & Zhang (2018)* e *Zhao et al. (2020)*). 368
Figura 383 – Diagrama binário F/Cl vs. F relativos aos resultados obtidos nas análises de microssonda eletrónica nas apatites selecionadas do depósito de Ervedosa (A) e no depósito de Murços (B) (adaptado de *Cao et al., 2011*). 369
Figura 384 – Diagrama binário MnO vs. SrO relativos às apatites analisadas provenientes dos veios mineralizados do jazigo de Sn de Ervedosa. 370
Figura 385 – Diagrama binário MnO vs. Cl relativos às apatites analisadas provenientes dos veios mineralizados do jazigo de Sn de Ervedosa..... 370
Figura 386 – Diagrama binário MnO + SrO vs. CaO relativos às apatites analisadas provenientes dos veios mineralizados do jazigo de Sn de Ervedosa. 370
Figura 387 – Diagrama binário (REE+Y)2º3 vs. Na2O+SiO2 relativos às apatites analisadas provenientes dos veios mineralizados do jazigo de Sn de Ervedosa..... 370
Figura 388 – Diagrama ternário de classificação das apatites de acordo com *McCubbin et al. (2015)*, referentes às frações molares de OH, Cl e F nos exemplares de apatites estudados na amostra MUR_Gr. 372
Figura 389 – Diagrama binário de classificação e substituição respeitante aos minerais do grupo da apatite para os exemplares analisados em amostras do depósito de Murços (adaptado de *Ondrejka et al., 2016*)..... 372
Figura 390 – Diagrama binário MnO vs. SiO2 com as projeções relativas às apatites analisadas nas amostras MUR_Gr (A) e ERV EF_5B (B) (adaptado de *Yao et al. (2017)*, *Chen & Zhang (2018)* e *Zhao et al. (2020)*). 374
Figura 391 – Diagrama binário MnO+SrO vs. CaO relativo às apatites analisadas na amostra de um veio mineralizado do depósito de Murços..... 375
Figura 392 – Diagrama binário MnO vs. SrO relativo às apatites analisadas na amostra de um veio mineralizado do depósito de Murços. 375
Figura 393 – Diagrama binário MnO vs. Cl relativo às apatites analisadas na amostra de um veio mineralizado do depósito de Murços. 375
Figura 394 – Diagrama ternário de classificação Ca-Na+K-X vacancy para os minerais do supergrupo das turmalinas (adaptado de *Hawthorne & Henry, 1999*). 379
Figura 395 – Diagrama de classificação Ca vs. Mg/(Mg+Fe) de *Henry et al. (2011)*, com as projeções relativas ao núcleo e ao bordo do cristal de turmalina analisado..... 379

Figura 396 – Diagrama ternário discriminante Al-Al50Fe50-Al50Mg50 com as projeções relativas ao bordo e ao núcleo do cristal de turmalina analisada do depósito de Murçós. 1 – Rochas granitoides ricas em Li e seus pegmatitos e aplitos associados; 2 – Rochas granitoides pobres em Li e seus pegmatitos e aplitos associados; 3 – Granitos hidrotermalmente alterados com quartzo e turmalina; 4 – Metapelitos e metapsamitos coexistentes com uma fase saturada em Al; 5 – Metapelitos e metapsamitos não-coexistentes com uma fase saturada em Al; 6 – Rochas calco silicatadas, metapelitos e rochas ricas em Fe^{3+} compostas por quartzo-turmalina; 7 – Rochas metamórficas ultramáficas pobres em Ca e metassedimentos ricos em Cr e V; 8 – Metacarbonatos e metapiroxenitos (adaptado de *Henry & Guidotti, 1985*). 381
Figura 397 – Diagrama ternário de classificação Ca-Na+K-X vacancy para os minerais do supergrupo das turmalinas relativo à turmalina de Agrochão (A) e a comparação com a turmalina de Murçós (B) (adaptado de *Hawthorne & Henry, 1999*). 383
Figura 398 – Diagrama de classificação Ca vs. Mg/(Mg+Fe) de *Henry et al. (2011)*, com as projeções relativas ao núcleo e ao bordo do cristal de turmalina analisado proveniente do depósito de Agrochão (A) e a comparação com a turmalina de Murçós (B). 384
Figura 399 – Diagrama ternário discriminante Al-Al50Fe50-Al50Mg50 com as projeções relativas ao bordo e ao núcleo do cristal de turmalina analisado proveniente do depósito de Agrochão (A) e a comparação com a turmalina de Murçós (B). 1 – Rochas granitoides ricas em Li e seus pegmatitos e aplitos associados; 2 – Rochas granitoides pobres em Li e seus pegmatitos e aplitos associados; 3 – Granitos hidrotermalmente alterados com quartzo e turmalina; 4 – Metapelitos e metapsamitos coexistentes com uma fase saturada em Al; 5 – Metapelitos e metapsamitos não-coexistentes com uma fases saturada em Al; 6 – Rochas calco silicatadas, metapelitos e rochas ricas em Fe^{3+} compostas por quartzo-turmalina; 7 – Rochas metamórficas ultramáficas pobres em Ca e metassedimentos ricos em Cr e V; 8 – Metacarbonatos e metapiroxenitos (adaptado de *Henry & Guidotti, 1985*)..... 384
Figura 400 – Diagrama binário ilustrando a linha concórdia de *Wetherill (1956)* e o comportamento no sistema U-Pb relativamente a perdas ou ganhos de Pb e U. As setas mostram como os dados concordantes podem ser afetados por herança, perda de Pb, desequilíbrios e correções de Pb comum (Pb°) (retirado de Harrison et al., 2002). .. 389
Figura 401 – Diagrama binário concórdia-discórdia U-Pb demonstrando a evolução de um sistema isotópico U-Pb hipotético. O ponto Q corresponde a um evento de perda de Pb, projetando-se sobre a linha discórdia (retirado de *Faure, 1977*). 389

Figura 402 – Imagem compósita dos zircões selecionados para datação U-Pb. A – Imagem de eletrões secundários; B – Fotografia em luz transmitida; C – Imagem em catodoluminescência. 394
Figura 403 – Projeção dos pontos analisados sem correção do Pb comum no diagrama concórdia de Wetherill. 396
Figura 404 – Projeção dos pontos analisados após correção do Pb comum no diagrama concórdia de Wetherill. 397
Figura 405 – Fotografias da amostra analisada em nicóis paralelos (A) e cruzados (B). 397
Figura 406 – Diagrama de Tera-Wasserburg relativo às idades obtidas na cassiterite de Murçós analisada. 401
Figura 407 – Projeção binária δD_{SMOW} vs. $\delta^{18}OH_2O$ relativo aos minerais analisados nos depósitos de Ervedosa e Murçós. Os campos de água metamórficas e magmáticas são de adaptados de *Sheppard (1986)*, e o campo das águas orgânicas adaptado de *Hedenquist & Lowenstern (1994)*. 418
Figura 408 – Microfotografia do aspeto geral das IF P presentes numa banda clara da cassiterite do depósito de Ervedosa. Note-se o alinhamento paralelo a subparalelo das IF com a banda onde se inserem. 421
Figura 409 – Microfotografia de algumas IF P na cassiterite com evidências de *necking-down* e *leakage*. 422
Figura 410 – Histograma relativo à distribuição dos valores de Flw nas IF P e PS selecionadas na cassiterite. 423
Figura 411 – Microfotografia exemplificativa das IF PS presentes na cassiterite de Ervedosa. 423
Figura 412 – Microfotografia de IF S bifásicas em fraturas cicatrizadas na cassiterite. 424
Figura 413 – Microfotografia do aspeto geral do Quartzo IA, em cristais de maiores dimensões e de geometrias diversas, a ser rodeado pelos cristais de diminutas dimensões de Quartzo IB, resultantes da subgranulação do primeiro. 425
Figura 414 – Microfotografia exemplificativa do aspeto geral da distribuição e abundância de IF existentes no Quartzo IA. Note-se a orientação preferencial que algumas IF, sobretudo P exibem, e que em amostras orientadas apresentam uma direção paralela a subparalela à direção do veio onde foi colhida. 426
Figura 415 – Microfotografia representativa de uma IF P de grandes dimensões (centro da imagem) com evidências de *necking-down* e *leakage*, com inúmeras IF P de dimensão variável em torno da mesma. 427

Figura 416 – Microfotografia exemplificativa do aspeto geral de um grupo numeroso de IF P de geometria e dimensão variável. 427
Figura 417 – Microfotografia de uma IF P isolada e de geometria irregular no Quartzo IA. 428
Figura 418 – Microfotografias com os diferentes aspetos e geometrias observados nas IF P presentes no Quartzo IA. (A) diversas geometrias tais como irregular, oval e circular; (B, C) geometrias irregulares; (D) geometria em cristal negativo. 428
Figura 419 – Histograma dos valores de Flw detreminados nas IF P e PS presentes selecionadas no QzIA. 429
Figura 420 – Microfotografia exemplificativa de um alinhamento intracristalino de apenas algumas IF PS de pequena dimensão e essencialmente de geometria oval a circular. 429
Figura 421 – Microfotografia de um pequeno alinhamento intracristalino de IF PS num cristal de Quartzo IA. Note-se uma IF P isolada de maior dimensão (canto superior direito) próxima ao alinhamento de IF PS. 430
Figura 422 – Microfotografia demonstrativa de uma fratura cicatrizada no Quartzo IA com inúmeras IF S bifásicas de geometrias variadas, desde o cristal negativo, oval, circular a oval..... 430
Figura 423 – Histograma relativo aos valores de Flw apurados nas IF S selecionadas no QzIA. 431
Figura 424 – Microfotografia de duas IF P isoladas, de dimensão reduzida e geometria ocelada a oval, inclusas no Quartzo IB. 432
Figura 425 – Microfotografia de uma IF P irregular isolada próxima ao bordo de um cristal de Quartzo IB..... 432
Figura 426 – Microfotografia exemplificativa das IF S existentes nos espaços intergranulares dos cristais de Quartzo IB. 433
Figura 427 – Microfotografia exemplificativa do aspeto e ocorrência do Quartzo IIA, neste caso a envolver um conjunto de cristais de Quartzo IA e IB. 434
Figura 428 – Microfotografia representativa do aspeto geral do Quartzo IIB, neste exemplo em fraturas microscópicas a penetrar o Quartzo IIA. 434
Figura 429 – Microfotografia exemplificativa de um grupo numeroso de IF P no Quartzo IIA. 435
Figura 430 – Microfotografia de uma IF P inclusa no Quartzo IIA a ocorrer isolada. . 436
Figura 431 – Microfotografias representativas de algumas geometrias que podem ser observadas nas IF P presentes no QzIIA, como geometrias irregulares e ovais/ alongadas (A) e geometria em cristal negativo (B). 436

Figura 432 – Histograma relativo aos valores de Flw determinados nas IF P e PS selecionadas no QzIIA para estudos de IF..... 437
Figura 433 – Microfotografia de IF PS no QzIIA, de dimensão muito reduzida e com geometrias essencialmente irregulares, oval e circular. Note-se uma IF P de dimensão superior no canto superior direito..... 437
Figura 434 – Microfotografia do aspeto geral das IF S presentes em fraturas cicatrizadas no QzIIA..... 438
Figura 435 – Microfotografia de detalhe de uma IF S de dimensão superior no QzIIA. 439
Figura 436 – Histograma relativo aos valores de Flw apurados nas IF S observadas no QzIIA. 439
Figura 437 – Microfotografia demonstrativa do aspeto geral do Quartzo IIB, com uma elevada abundância de IF de dimensão muito reduzida. 440
Figura 438 – Histograma relativo aos valores de Flw determinados nas IF P e PS estudadas petrograficamente no QzIIB. 440
Figura 439 – Microfotografia de uma IF P de geometria muito irregular inclusa no Quartzo IIB. 441
Figura 440 – Microfotografia rrepresentativa do aspeto das IF PS presentes no Quartzo IIB, ocorrendo em pequenos alinhamentos intracristalinos de pequena extensão, compostos por algumas IF de pequena dimensão. 441
Figura 441 – Microfotografia de várias fraturas cicatrizadas no Quartzo IIA com múltiplas IF S de dimensão reduzida. 442
Figura 442 – Microfotografia exemplificativa de uma IF S com geometria em cristal negativo no Quartzo IIA. 443
Figura 443 – Histograma dos valores de Flw determinados nas IF S analisadas petrograficamente no QzIIB. 443
Figura 444 – Microfotografia do aspeto geral do Quartzo III, destacando-se a elevada densidade de IF existentes e o aspeto euédrico dos cristais..... 444
Figura 445 – Microfotografia representativa das IF P existentes no Quartzo III e onde se destacam quer a dimensão muito reduzida quer a densidade elevada de IF. 445
Figura 446 – Histograma respeitante aos valores de Flw apurados nas IF P presentes no QzIII estéril..... 445
Figura 447 – Microfotografia de um cristal subédrico de scheelite de Murçós, onde se pode observar, não só uma relativa abundância de IF em algumas áreas do cristal (zonas mais negras), assim como a sua distribuição sub-paralela à direção de alongamento do cristal. 446

Figura 448 – Microfotografia de uma IF P bifásica de geometria irregular na scheelite, a ocorrer num grupo com outras IF de dimensão inferior. 447
Figura 449 – Microfotografia de uma IF P bifásica na scheelite a ocorrer isolada. 447
Figura 450 – Microfotografia de um cristal subédrico de scheelite onde se podem observar diversas IF P, por vezes de dimensão considerável, orientadas de modo paralelo à orientação do cristal. 448
Figura 451 – Histograma dos valores de Flw apurados nas IF P e PS analisadas na scheelite. 448
Figura 452 – Microfotografia de um grupo de IF P na scheelite com evidências de *leakage*. 449
Figura 453 – Microfotografia de um pequeno alinhamento intracristalino de IF PS na scheelite. 450
Figura 454 – Microfotografia exemplificativa das fraturas cicatrizadas com IF S bifásicas presentes nas mesmas. 451
Figura 455 – Microfotografia do áspero geral do Quartzo IA e do Quartzo IB, resultante da recristalização dinâmica do primeiro. 452
Figura 456 – Microfotografia de um grupo numeroso de IF P de diferentes dimensões e geometrias. 453
Figura 457 – Microfotografia representativa de um grupo de IF P no Quartzo IA, onde se podem observar uma inclusão que sofreu *necking-down* e *leakage*. 453
Figura 458 – Histograma dos valores de Flw apurado nas IF P e PS analisadas petrograficamente no QzIA. 454
Figura 459 – Microfotografia de dois pequenos alinhamentos de IF PS no Quartzo IA. 455
Figura 460 – Microfotografia do aspeto geral das muitas microfraturas cicatrizadas no Quartzo IA e que afetam em muitos casos o Quartzo IB, preenchidas com IF S bifásicas de dimensão muito reduzida. 456
Figura 461 – Microfotografia das IF S bifásicas presentes em fraturas cicatrizadas no Quartzo IA. 456
Figura 462 – Histograma relativo aos valores de Flw determinados para as IF S analisadas no QzIA. 457
Figura 463 – Microfotografia de algumas IF P presentes nos pequenos cristais de Quartzo IB. Na imagem pode observar-se uma IF P com rara geometria em cristal negativo, assim com grupos de IF P de dimensão muito reduzida. 458
Figura 464 – Microfotografia do aspeto das IF S bifásicas presentes nos espaços intergranulares dos cristais de Quartzo IB. 458

Figura 465 – Histograma relativo aos valores de Flw respeitantes às IF P e S analisadas no QzIIB..... 459
Figura 466 – Microfotografia de uma fenda de tração microscópica na turmalina, preenchida com Quartzo IIA límpido, ao qual se associam alguns cristais de pirite. . 460
Figura 467 – Microfotografias do aspeto do Quartzo IIA com cristais euédricos (A) a subédricos (B) zonados, e onde o zonamento é marcado pela maior ou menor concentração de IF. 460
Figura 468 – Microfotografia do aspeto do Quartzo IIB, de aspeto muito leitoso e acorrer numa pequena fenda de tração/ fratura no QzIIA, que previamente havia preenchido uma fenda de tração na turmalina..... 461
Figura 469 – Microfotografia de um grupo numeroso de IF P no Quartzo IIA..... 462
Figura 470 – Microfotografias dos modos de ocorrência das IF P no Quartzo III: (A) em grupos de IF por vezes numerosos; (B) IF P isolada..... 462
Figura 471 – Microfotografia representativa das geometrias possíveis de serem observadas nas IF P no Quartzo IIA: (A) grupo de IF P em cristal negativo; (B) grupo numeroso de IF P com geometrias irregulares, ovais e circulares; 462
Figura 472– Histograma dos valores de Flw apurados nas IF P e PS selecionadas no QzIIA. 463
Figura 473 – Microfotografia de IF PS no Quartzo IIA, a ocorrer em pequenos alinhamentos intracristalinos, observando-se IF com geometrias distintas como cristal negativo, oval, circular e irregular. 463
Figura 474 – Microfotografia onde se observam várias fraturas cicatrizadas no Quartzo IIA, preenchidas com IF S bifásicas de dimensão muito reduzida..... 464
Figura 475 – Microfotografia representativa do aspeto das IF S que ocorrem em grupos numerosos nas fraturas cicatrizadas no Quartzo IIA. 465
Figura 476 – Histograma dos valores de Flw determinados nas IF S analisadas petrograficamnete no QzIIA. 465
Figura 477 – Microfotografia de um pequeno cristal anédrico de Quartzo IIB muito pobre em IF, salientando-se apenas um pequeno grupo de IF S. O cristal de Quartzo IIB encontra-se alojado neste caso numa fratura no Quartzo IIA..... 466
Figura 478 – Microfotografia de um pequeno grupo de IF P no Quartzo IIB..... 467
Figura 479 – Microfotografia de uma IF P de geometria oval, isolada no Quartzo IIB. 467
Figura 480 – Histograma dos valores de Flw apurados nas IF P e PS selecionadas no QzIIB. 468

Figura 481 – Microfotografia exemplificativa de um pequeno alinhamento intracristalino de IF PS no Quartzo IIB. Note-se as diferentes geometrias como irregular, oval e em cristal negativo. 468
Figura 482 – Microfotografia de numerosas fraturas cicatrizadas tardias no Quartzo IIB, preenchidas com IF S bifásicas. 469
Figura 483 – Microfotografia do aspeto das IF S presentes no Quartzo IIB. 469
Figura 484 – Histograma relativo aos valores de Flw determinados petrograficamente nas IF S analisadas no QzIIB. 470
Figura 485 – Microfotografia do aspeto do Quartzo IV, neste caso com uma textura em pente, com cristais euédricos a subédricos a formar uma cavidade com cristais de dimensão reduzida. 471
Figura 486 – Microfotografia ilustrativa das IF P bifásicas presentes no Quartzo III, em grupos numerosos de IF com geometrias sobretudo irregulares, ovais e circulares. 472
Figura 487 – Microfotografias do aspeto das IF P presentes no QzIII: (A) IF P de geometria oval; (B) IF P de geometria muito irregular. 472
Figura 488 – Histograma relativo aos valores de Flw observados nas IF P presentes no QzIII. 473
Figura 489 – Histograma dos valores de $TmCO_2$ obtidos nas IF P e PS analisadas na cassiterite. 476
Figura 490 – Histograma dos valores de Tmice apurados nas IF P e PS presentes na cassiterite. 476
Figura 491 – Distribuição da frequência dos valores de TmCl obtidos nas IF P e PS estudadas na cassiterite. 477
Figura 492 – Histograma relativo aos valores de TH obtidos nas IF P e PS na cassiterite. 477
Figura 493 – Histograma dos valores de $TmCO_2$ nas IF P e PS analisadas no QzIA. 479
Figura 494 – Histogramas dos valores de Tmice relativos às IF P e PS analisadas no QzIA. 480
Figura 495 – Distribuição dos valores de TmCl nas IF P e PS analisadas no QzIA. . 480
Figura 496 – Histograma respeitante aos valores de $ThCO_2$ obtidos nas IF P e PS no QzIA. 481
Figura 497 – Histograma dos valores de TH medidos nas IF P e PS selecionadas no QzIA. 481
Figura 498 – Histograma os valores de Tmice obtidos nas IF S presentes no QzIA. 482

Figura 499 – Histograma relativo aos valores de TH obtidos nos ensaios de termometria levados a cabo nas IF S no QzIA. 482
Figura 500 – Histograma dos valores de $TmCO_2$ obtidos na IF P analisadas no QzIB. 484
Figura 501 – Histograma com a compilação dos valores de Tmice obtidos nas IF P e S presentes no QzIB. 485
Figura 502 – Histograma dos valores de TmCl medidos nas IF P presentes no QzIB. 485
Figura 503 – Histograma relativo aos valores de $ThCO_2$ nas IF P selecionadas no QzIB. 486
Figura 504 – Histograma combinado relativos aos valores de TH obtidos nas IF P e S selecionadas no QzIB. 486
Figura 505 – Histograma com a compilação das frequências de valores de $TmCO_2$ para as IF P e PS analisadas no QzIIA. 488
Figura 506 – Histograma de compilação com os valores de Tmice obtidos nas IF P e PS analisadas no QzIIA. 488
Figura 507 – Histograma com a compilação dos valores de TmCl obtidos nas IF P e PS selecionadas no QzIIA. 489
Figura 508 – Histograma com a compilação dos valores de $ThCO_2$ obtidos nas IF P e PS analisadas no QzIIA. 489
Figura 509 – Histograma com a compilação dos valores medidos de TH para as IF P e PS analisadas no QzIIA. 490
Figura 510 – Histograma relativo aos valores de Tmice registados nas IF S analisadas no QzIIA. 490
Figura 511 – Histograma relativo aos valores de TH registados nas IF S presentes no QzIIA. 491
Figura 512 – Histograma dos valores de $TmCO_2$ obtidos nas IF P e PS analisadas no QzIIB. 493
Figura 513 – Histograma dos intervalos de Tmice registados nas IF P e PS estudadas no QzIIB. 493
Figura 514 – Histograma respeitante aos valores de TmCl apurados nos ensaios microtermométricos levados a cabo nas IF P e PS selecionadas no QzIIB. 494
Figura 515 – Histograma dos valores de $ThCO_2$ obtidos nas IF P e PS selecionadas no QzIIB. 494
Figura 516 – Histograma dos valores de TH observados nas IF P e PS analisadas no QzIIB. 495

Figura 517 – Histograma relativo aos valores de Tmice apurados nos ensaios de criometria levados a cabo nas IF S presentes no QzIIB. 495
Figura 518 – Histograma dos valores de TH relativos às IF S analisadas no QzIIB. . 496
Figura 519 – Histograma dos valores de Tmice obtidos nos ensaios de criometria levados a cabo nas IF P selecionadas no QzIII. 497
Figura 520 – Histograma respeitante aos valores de TH apurados nos ensaios de termometria levados a cabo nas IF P selecionadas no QzIII. 497
Figura 521 – Histograma respeitante aos valores de $TmCO_2$ obtidos nas IF P e PS analisadas na scheelite. 499
Figura 522 – Histograma relativos aos valores de Tmice registados nas IF P e PS selecionadas na scheelite. 500
Figura 523 – Histograma dos valores de TmCl obtidos nas IF P e PS analisadas na scheelite. 500
Figura 524 – Histograma representativo dos valores de $ThCO_2$ registados nas IF P e PS selecionadas na scheelite. 501
Figura 525 – Histograma relativo aos valores de TH obtidos nas IF P e PS analisadas na scheelite. 501
Figura 526 – Histograma relativos aos valores apurados de $TmCO_2$ nas IF P e PS selecionadas no QzIA. 503
Figura 527 – Histograma dos valores de Tmice registados nas IF P e PS analisadas no QzIA. 503
Figura 528 – Histograma dos valores de TmCl registados nos ensaios de criometria levados a cabo nas IF P e PS analisadas no QzIA. 504
Figura 529 – Histograma dos valores de $ThCO_2$ observados nas IF P e PS selecionadas no QzIA. 504
Figura 530 – Histograma relativo aos valores de TH apurados nos ensaios de termoemetria levados a cabo nas IF P e PS analisadas no QzIA. 505
Figura 531 – Histograma dos valores de Tmice obtidos nas IF S analisadas no QzIA. 505
Figura 532 – Histograma dos valores de TH apurados nos ensaios de termometria levados a cabo nas IF S selecionadas no QzIA. 506
Figura 533 – Histograma dos valores de $TmCO_2$ obtidos nas IF P analisadas no QzIB. 507
Figura 534 – Histograma dos valores de Tmice apurados nas IF P e S selecionadas no QzIB. 508

Figura 535 – Histograma respeitante aos valores de TmCl apurados nas IF P analisadas no QzIB. 508
Figura 536 – Histograma dos valores de $ThCO_2$ observados nas IF P analisadas no QzIB. 509
Figura 537 – Histograma relativo aos valores de temperatura de homogeneização global (TH) obtidos nas IF P e S analisadas no QzIB. 509
Figura 538 – Histograma da distribuição dos valores de $TmCO_2$ nas IF P e PS analisadas no QzIIA. 511
Figura 539 – Histograma relativo aos valores de Tmice apurados nas IF P e PS selecionadas no QzIIA. 511
Figura 540 – Histograma dos valores de TmCl obtidos nas análises microtermométricas executadas nas IF P e PS selecionadas no QzIIA. 512
Figura 541 – Histograma dos valores de $ThCO_2$ obtidos nas IF P e PS analisadas no QzIIA. 512
Figura 542 – Histograma relativos aos valores TH apurados nas IF P e PS analisadas no QzIIA. 513
Figura 543 – Histograma dos valores de Tmice registados nas IF S presentes no QzIIA. 513
Figura 544 – Histograma relativo aos valores de TH obtidos nos ensaios termométricos levados a cabo nas IF S analisadas no QzIIA. 514
Figura 545 – Histograma dos valores de $TmCO_2$ obtidos nas IF P e PS analisadas no QzIIB. 516
Figura 546 – Histograma relativos aos valores de Tmice obtidos nas IF P e PS selecionadas no QzIIB. 516
Figura 547 – Histograma dos valores de TmCl apurados nas IF P e PS analisadas no QzIIB. 517
Figura 548 – Histograma dos valores de $ThCO_2$ registados para as IF P+PS presentes no QzIIB. 517
Figura 549 – Histograma dos valores de TH apurados nas IF P e PS analisadas no QzIIB. 518
Figura 550 – Histograma dos valores de Tmice registados nas IF S analisadas no QzIIB. 518
Figura 551 – Histograma relativo aos valores de TH apurados nas IF S analisadas no QzIIB. 519
Figura 552 – Histograma relativos aos valores de Tmice obtidos nas IF P selecionadas no QzIII. 520

Figura 553 – Histograma dos valores de TH apurados nas IF P analisadas no QzIII.520
Figura 554 – Projeção binária $TmCO_2$ vs. TH relativa IF P e PS analisadas na cassiterite. 522
Figura 555 – Projeção binária Tmice vs. TH relativa às IF P e PS analisadas na cassiterite. 524
Figura 556 – Diagrama ilustrativo das quatro tendências de distribuição típicas de populações de IF, de acordo com os valores de Tmice e TH *(Hedenquist e Henley, 1985; Wilkinson, 2001)*. (A) Ebulição, num sistema sem voláteis; (B) diluição devido à mistura com água subterrânea fria; (C) ebulição com efervescência, num sistema rico em voláteis; (D) arrefecimento ou pressurização. 524
Figura 557 – Diagrama binário TmCl vs $TmCO_2$, onde se pode observar uma correlação positiva entre ambos os parâmetros. 526
Figura 558 – Projeção binária dos valores de $TmCO_2$ vs. TH, respeitantes às IF P e PS analisadas no QzIA. 528
Figura 559 – Projeção binária dos valores de Tmice vs. TH obtidos nas IF P e PS analisadas no QzIA. 529
Figura 560 – Projeção binária dos valores de TmCl vs. $TmCO_2$ obtidos nas IF P e PS analisadas no QzIA. 530
Figura 561 – Projeção binária dos valores de TmCl vs. TH obtidos nas IF P e PS analisadas no QzIA. 531
Figura 562 – Projeção binária dos valores de $ThCO_2$ vs. TH respeitantes às IF P e PS analisadas no QzIA. 532
Figura 563 – Projeção binária dos valores de $ThCO_2$ vs. $TmCO_2$ relativos às IF P e PS analisadas no QzIA. 532
Figura 564 – Projeção binária dos valores de Tmice vs. TH relativas às IF S analisadas no QzIA 534
Figura 565 – Projeção dos valores de Salinidade vs. Dimensão relativo às IF S analisadas no QzIA. 534
Figura 566 – Projeção binária $TmCO_2$ vs. TH relativa às IF P analisadas no QzIB. 536
Figura 567 – Projeção binária Tmice vs. TH respeitante às IF P analisadas no QzIB. 537
Figura 568 – Projeção binária dos valores de TmCl vs. $TmCO_2$ obtidos nas IF P analisadas no QzIB. 538
Figura 569 – Projeção binária dos valores de TmCl vs. TH obtidos nas IF P analisadas no QzIB 538

Figura 570 – Projeção binária dos valores de $ThCO_2$ vs. TH obtidos nas IF P analisadas no QzIB.....539
Figura 571 – Projeção binária dos valores de Tmice vs. TH relativos às IF S analisadas no QzIB.....540
Figura 572 – Projeção binária dos valores de $TmCO_2$ vs. TH relativos às IF e PS analisadas no QzIIA.....541
Figura 573 – Projeção binária dos valores de Tmice vs. TH relativos às IF e PS analisadas no QzIIA.....542
Figura 574 – Projeção binária dos valores de TmCl vs. TH relativos às IF e PS analisadas no QzIIA.....543
Figura 575 – Projeção binária dos valores de TmCl vs. $TmCO_2$ relativos às IF e PS analisadas no QzIIA.....544
Figura 576 – Projeção binária dos valores de $ThCO_2$ vs. TH relativos às IF e PS analisadas no QzIIA.....545
Figura 577 – Projeção binária dos valores de $ThCO_2$ vs. $TmCO_2$ relativos às IF e PS analisadas no QzIIA.....545
Figura 578 – Projeção binária dos valores de Tmice vs. TH relativos às IF S analisadas no QzIIA.....547
Figura 579 – Projeção binária dos valores de Salinidade vs. Dimensão relativos às IF S analisadas no QzIIA.....547
Figura 580 – Projeção binária dos valores de $TmCO_2$ vs. TH relativos às IF e PS analisadas no QzIIB.....548
Figura 581 – Projeção binária dos valores de Tmice vs. TH relativos às IF e PS analisadas no QzIIB.....549
Figura 582 – Projeção binária dos valores de TmCl vs. TH relativos às IF e PS analisadas no QzIIB.....550
Figura 583 – Projeção binária dos valores de TmCl vs. $TmCO_2$ relativos às IF e PS analisadas no QzIIB.....550
Figura 584 – Projeção binária dos valores de $ThCO_2$ vs. TH relativos às IF e PS analisadas no QzIIB.....551
Figura 585 – Projeção binária dos valores de $ThCO_2$ vs. $TmCO_2$ relativos às IF e PS analisadas no QzIIB.....551
Figura 586 – Projeção binária dos valores de Tmice vs. TH relativos às IF S analisadas no QzIIB.....553
Figura 587 – Projeção binária dos valores de Salinidade vs. Dimensão relativos às IF S analisadas no QzIIB.....553

Figura 588 – Projeção binária dos valores de Tmice vs. TH relativos às IF P analisadas no QzIII. 555
Figura 589 – Projeção binária dos valores de Salinidade vs. Dimensão relativos às IF P analisadas no QzIII. 555
Figura 590 – Projeção binárias relativa aos valores de $TmCO_2$ vs. TH apurados nas IF P e PS analisadas. 557
Figura 591 – Projeção binárias relativa aos valores de Tmice vs. TH apurados nas IF P e PS analisadas. 557
Figura 592 – Projeção binárias relativa aos valores de TmCl vs. TH apurados nas IF P e PS analisadas. 559
Figura 593 – Projeção binárias relativa aos valores de TmCl vs. $TmCO_2$ apurados nas IF P e PS analisadas. 559
Figura 594 – Projeção binárias relativa aos valores de $ThCO_2$ vs. TH apurados nas IF P e PS analisadas. 560
Figura 595 – Projeção binárias relativa aos valores de $ThCO_2$ vs. $TmCO_2$ apurados nas IF P e PS analisadas. 561
Figura 596 – Projeção binárias relativa aos valores de $TmCO_2$ vs. TH apurados nas IF P e PS analisadas no QzIA. 562
Figura 597 – Projeção binárias relativa aos valores de Tmice vs. TH apurados nas IF P e PS analisadas no QzIA. 563
Figura 598 – Projeção binárias relativa aos valores de $ThCO_2$ vs. TH apurados nas IF P e PS analisadas no QzIA. 564
Figura 599 – Projeção binárias relativa aos valores de $ThCO_2$ vs. $TmCO_2$ apurados nas IF P e PS analisadas no QzIA. 564
Figura 600 – Projeção binárias relativa aos valores de TmCl vs. TH apurados nas IF P e PS analisadas no QzIA. 565
Figura 601 – Projeção binárias relativa aos valores de TmCl vs. $TmCO_2$ apurados nas IF P e PS analisadas no QzIA. 566
Figura 602 – Projeção dos valores de Tmice vs. TH relativos às IF S analisadas no QzIA. 567
Figura 603 – Projeção dos valores de Salinidade vs. Dimensão referentes às IF S analisadas no QzIA. 568
Figura 604 – Projeção dos valores de $TmCO_2$ vs. TH obtidos nas IF P analisadas no QzIB. 569
Figura 605 – Projeção dos valores de Tmice vs. TH obtidos nas IF P analisadas no QzIB. 570

Figura 606 – Projeção dos valores de $ThCO_2$ vs. TH obtidos nas IF P analisadas no QzIB. 571
Figura 607 – Projeção dos valores de $ThCO_2$ vs. $TmCO_2$ obtidos nas IF P analisadas no QzIB. 572
Figura 608 – Projeção dos valores de TmCl vs. TH obtidos nas IF P analisadas no QzIB. 572
Figura 609 – Projeção dos valores de TmCl vs. $TmCO_2$ obtidos nas IF P analisadas no QzIB. 573
Figura 610 – Projeção dos valores de Tmice vs. TH obtidos nas IF S analisadas no QzIB. 574
Figura 611 – Projeção dos valores de Salinidade vs. Dimensão obtidos nas IF S analisadas no QzIB. 575
Figura 612 – Projeção dos valores de $TmCO_2$ vs. TH obtidos nas IF P e PS analisadas no QzIIA. 576
Figura 613 – Projeção dos valores de Tmice vs. TH obtidos nas IF P e PS analisadas no QzIIA. 577
Figura 614 – Projeção dos valores de TmCl vs. TH obtidos nas IF P e PS analisadas no QzIIA. 578
Figura 615 – Projeção dos valores de TmCl vs. $TmCO_2$ obtidos nas IF P e PS analisadas no QzIIA. 578
Figura 616 – Projeção dos valores de $ThCO_2$ vs. TH obtidos nas IF P e PS analisadas no QzIIA. 579
Figura 617 – Projeção dos valores de $ThCO_2$ vs. $TmCO_2$ obtidos nas IF P e PS analisadas no QzIIA. 580
Figura 618 – Projeção binária dos valores de Tmice vs. TH relativos às IF S analisadas no QzIIA. 581
Figura 619 – Projeção binária dos valores de Salinidade vs. Dimensão relativos às IF S analisadas no QzIIA. 582
Figura 620 – Projeção dos valores de $TmCO_2$ vs. TH obtidos nas IF P e PS analisadas no QzIIB. 583
Figura 621 – Projeção dos valores de Tmice vs. TH obtidos nas IF P e PS analisadas no QzIIB. 584
Figura 622 – Projeção binária dos valores de TmCl vs. TH relativos às IF P e PS analisadas no QzIIB. 585
Figura 623 – Projeção binária dos valores de TmCl vs. $TmCO_2$ relativos às IF P e PS analisadas no QzIIB. 585

Figura 624 – Projeção binária dos valores de $ThCO_2$ vs. TH relativos às IF P e PS analisadas no QzIIB. 586
Figura 625 – Projeção binária dos valores de $ThCO_2$ vs. $TmCO_2$ relativos às IF P e PS analisadas no QzIIB. 587
Figura 626 – Projeção binária dos valores de Tmice vs. TH relativos às IF S analisadas no QzIIB. 588
Figura 627 – Projeção binária dos valores de Salinidade vs. Dimensão relativos às IF S analisadas no QzIIB. 589
Figura 628 – Projeção binária dos valores de Tmice vs. TH relativos às IF P analisadas no QzIII. 591
Figura 629 – Projeção binária dos valores de Salinidade vs. Dimensão relativos às IF P analisadas no QzIII. 591
Figura 630 – Diagrama ternário CO_2-CH_4-N_2 relativo à composição da fase volátil das IF P e PS analisadas na cassiterite. 595
Figura 631 – Histograma da frequência dos valores de quantidade de CO_2 presente na fase volátil das IF P e PS analisadas na cassiterite 596
Figura 632 – Histograma da frequência dos valores de quantidade de CH_4 presente na fase volátil das IF P e PS analisadas na cassiterite 597
Figura 633 – Histograma da frequência dos valores de quantidade de N_2 presente na fase volátil das IF P e PS analisadas na cassiterite. 598
Figura 634 – Diagrama ternário H_2O-CO_2-CH_4+N_2 relativo à composição global das IF P e PS analisadas na cassiterite. 599
Figura 635 – Histograma da frequência dos valores de quantidade de H_2O presente na fase volátil das IF P e PS analisadas na cassiterite. 599
Figura 636 – Histograma da frequência dos valores de quantidade de NaCl determinados nas IF P e PS analisadas na cassiterite. 600
Figura 637 – Histograma da frequência dos valores de densidade apurados nas das IF P e PS analisadas na cassiterite. 601
Figura 638 – Diagrama ternário CO_2-CH_4-N_2 relativo à composição da fase volátil das IF P e PS analisadas no QzIA e nas IF P analisadas no QzIB. 602
Figura 639 – Histograma da frequência das quantidades de CO_2 apurados nas das IF P e PS analisadas no QzIA. 602
Figura 640 – Histograma da frequência das quantidades de CO_2 apurados nas das IF P analisadas no QzIB. 603
Figura 641 – Histograma da frequência das quantidades de CH_4 apurados nas das IF P e PS analisadas no QzIA. 604

Figura 642 – Histograma da frequência das quantidades de CH_4 apurados nas das IF P analisadas no QzIB. 604
Figura 643 – Histograma da frequência das quantidades de N_2 apurados nas das IF P e PS analisadas no QzIA. 605
Figura 644 – Histograma da frequência das quantidades de N_2 apurados nas das IF P analisadas no QzIB. 605
Figura 645 – Diagrama ternário H_2O-CO_2-CH_4+N_2 relativo à composição global das IF P e PS analisadas no QzIA e nas IF P analisadas no QzIB. 606
Figura 646 – Histograma da frequência das quantidades de H_2O apurados nas das IF P e PS analisadas no QzIA. 607
Figura 647 – Histograma da frequência das quantidades de H_2O apurados nas das IF P analisadas no QzIB. 607
Figura 648 – Histograma da frequência dos valores de densidade apurados nas das IF P e PS analisadas no QzIA. 609
Figura 649 – Histograma da frequência dos valores de densidade apurados nas das IF P analisadas no QzIB. 609
Figura 650 – Histograma da frequência dos valores de salinidade apurados nas das IF P e PS analisadas no QzIA. 610
Figura 651 – Histograma da frequência dos valores de salinidade apurados nas das IF P analisadas no QzIB. 610
Figura 652 – Diagrama ternário CO_2-CH_4-N_2 relativo à composição da fase volátil das IF P e PS analisadas no QzIIA. 611
Figura 653 – Histograma da frequência dos valores de quantidade de CO_2 presente na fase volátil apurados nas das IF P e PS analisadas no QzIIA. 612
Figura 654 – Histograma da frequência dos valores de quantidade de CH_4 presente na fase volátil apurados nas das IF P e PS analisadas no QzIIA. 612
Figura 655 – Histograma da frequência dos valores de quantidade de N_2 presente na fase volátil apurados nas das IF P e PS analisadas no QzIIA. 613
Figura 656 – Diagrama ternário H_2O-CO_2-CH_4+N_2 relativo à composição global das IF P e PS analisadas no QzIIA. 614
Figura 657 – Histograma da frequência dos valores de quantidade de H_2O presente na composição global das IF P e PS analisadas no QzIIA. 614
Figura 658 – Histograma da frequência dos valores de salinidade apurados nas das IF P e PS analisadas no QzIIA. 615
Figura 659 – Histograma da frequência dos valores de densidade apurados nas das IF P e PS analisadas no QzIIA. 616

Figura 660 – Diagrama ternário CO_2-CH_4-N_2 relativo à composição da fase volátil das IF P e PS analisadas no QzIIB. 617
Figura 661 – Histograma da frequência dos valores de quantidade de CO_2 presente na fase volátil apurados nas das IF P e PS analisadas no QzIIB. 617
Figura 662 – Histograma da frequência dos valores de quantidade de CH_4 presente na fase volátil apurados nas das IF P e PS analisadas no QzIIB. 618
Figura 663 – Histograma da frequência dos valores de quantidade de N2 presente na fase volátil apurados nas das IF P e PS analisadas no QzIIB. 619
Figura 664 – Histograma da frequência dos valores de quantidade de H_2O presente na composição global das IF P e PS analisadas no QzIIB. 619
Figura 665 – Diagrama ternário H_2O-CO_2-CH_4+N_2 relativo à composição global das IF P e PS analisadas no QzIIB. 620
Figura 666 – Diagrama ternário CO_2-CH_4-N_2 relativo à composição da fase volátil das IF P e PS analisadas na scheelite. 623
Figura 667 – Histograma da frequência dos valores de quantidade de CO_2 presente na fase volátil apurados nas das IF P e PS analisadas na scheelite. 623
Figura 668 – Histograma da frequência dos valores de quantidade de CH_4 presentes na fase volátil apurados nas das IF P e PS analisadas na scheelite. 624
Figura 669 – Histograma da frequência dos valores de quantidade de N_2 presentes na fase volátil apurados nas das IF P e PS analisadas na scheelite. 625
Figura 670 – Diagrama ternário H_2O-CO_2-CH_4+N_2 relativo à composição global das IF P e PS analisadas na scheelite. 626
Figura 671 – Histograma da frequência dos valores de quantidade de H_2O presentes na composição global das IF P e PS analisadas na scheelite. 626
Figura 672 – Histograma da frequência dos valores de salinidade apurados nas IF P e PS analisadas na scheelite. 627
Figura 673 – Histograma da frequência dos valores de densidade apurados nas IF P e PS analisadas na scheelite. 627
Figura 674 – Diagrama ternário CO_2-CH_4-N_2 relativo à composição da fase volátil das IF P analisadas na cassiterite. 628
Figura 675 – Diagrama ternário H_2O-CO_2-CH_4+N_2 relativo à composição global das IF P analisadas na cassiterite 629
Figura 676 – Diagrama ternário CO_2-CH_4-N_2 relativo à composição da fase volátil das IF P e PS analisadas no QzIA e IF P no QzIB. 630
Figura 677 – Histograma da frequência dos valores de quantidade de CO_2 presentes na fase volátil apurados nas das IF P e PS analisadas no QzIA. 630

Figura 678 – Histograma da frequência dos valores de quantidade de CO_2 presentes na fase volátil apurados nas das IF P analisadas no QzIB. 631
Figura 679 – Histograma da frequência dos valores de quantidade de CH_4 presentes na fase volátil das IF P e PS analisadas no QzIA. 632
Figura 680 – Histograma da frequência dos valores de quantidade de CH_4 presentes na fase volátil apurados nas das IF P analisadas no QzIB. 632
Figura 681 – Histograma da frequência dos valores de quantidade de N_2 presentes na fase volátil apurados nas das IF P e PS analisadas no QzIA. 633
Figura 682 – Histograma da frequência dos valores de quantidade de N_2 presentes na fase volátil apurados nas das IF P analisadas no QzIB. 633
Figura 683 – Diagrama ternário H_2O-CO_2-CH_4+N_2 relativo à composição global das IF P e PS analisadas no QzIA e nas IF P selecionadas no QzIB. 634
Figura 684 – Histograma da frequência dos valores de quantidade de H_2O presentes na composição global das IF P e PS analisadas no QzIA. 635
Figura 685 – Histograma da frequência dos valores de quantidade de H_2O presentes na composição global das IF P analisadas no QzIB. 635
Figura 686 – Histograma da frequência dos valores de salinidade apurados nas IF P e PS analisadas no QzIA. 636
Figura 687 – Histograma da frequência dos valores de salinidade apurados nas IF P analisadas no QzIB. 637
Figura 688 – Histograma da frequência dos valores de densidade apurados nas IF P e PS analisadas no QzIA. 637
Figura 689 – Histograma da frequência dos valores de densidade apurados nas IF P analisadas no QzIB. 638
Figura 690 – Diagrama ternário CO_2-CH_4-N_2 relativo à composição da fase volátil das IF P e PS analisadas no QzIIA. 639
Figura 691 – Histograma da frequência dos valores de quantidade de CO_2 presentes na fase volátil das IF P e PS analisadas no QzIIA. 639
Figura 692 – Histograma da frequência dos valores de quantidade de CH_4 presentes na fase volátil das IF P e PS analisadas no QzIIA. 640
Figura 693 – Histograma da frequência dos valores de quantidade de N_2 presentes na fase volátil nas das IF P e PS analisadas no QzIIA. 640
Figura 694 – Diagrama ternário H_2O-CO_2-CH_4+N_2 relativo à composição global das IF P e PS analisadas no QzIIA. 641
Figura 695 – Histograma da frequência dos valores de quantidade de H_2O presentes na composição global das IF P e PS analisadas no QzIIA. 642

Figura 696 – Histograma da frequência dos valores de salinidade apurados na composição global das IF P e PS analisadas no QzIIA. 643
Figura 697 – Histograma da frequência dos valores de densidade apurados na composição global das IF P e PS analisadas no QzIIA. 643
Figura 698 – Diagrama ternário CO_2-CH_4-N_2 relativo à composição da fase volátil das IF P e PS analisadas no QzIIB. 644
Figura 699 – Histograma da frequência dos valores de quantidade de CO_2 presentes na fase volátil das IF P e PS analisadas no QzIIB. 645
Figura 700 – Histograma da frequência dos valores de quantidade de CH_4 presentes na fase volátil das IF P e PS analisadas no QzIIB. 645
Figura 701 – Histograma da frequência dos valores de quantidade de N_2 presentes na fase volátil das IF P e PS analisadas no QzIIB. 646
Figura 702 – Diagrama ternário H_2O-CO_2-CH_4+N_2 relativo à composição global das IF P e PS analisadas no QzIIB. 647
Figura 703 – Histograma da frequência dos valores de quantidade de H_2O presentes na composição global das IF P e PS analisadas no QzIIB. 647
Figura 704 – Histograma da frequência dos valores de salinidade apurados na composição global das IF P e PS analisadas no QzIIB. 648
Figura 705 – Histograma da frequência dos valores de densidade apurados na composição global das IF P e PS analisadas no QzIIB. 649
Figura 706 – Diagrama binário CH_4 + N_2 vs. CO_2 relativo às IF P e PS analisadas na cassiterite dos filões de Ervedosa. 653
Figura 707 – Diagrama binário CO_2 + CH_4 + N_2 relativo às IF P e PS analisadas na cassiterite. 653
Figura 708 – Diagrama binário H_2O vs. Densidade relativo às IF P e PS analisadas na cassiterite. 654
Figura 709 – Diagrama TH vs. salinidade respeitante às IF P e PS analisadas na cassiterite (adaptado de *Wilkinson, 2001*). 654
Figura 710 – Diagrama binário H_2O vs. densidade relativo às IF P e PS analisadas no QzIA e nas IF P analisadas no QzIB dos filões de Ervedosa. 656
Figura 711 – Diagrama binário CH_4+N_2 vs. CO_2 relativo às IF P e PS analisadas no QzIA e nas IF P analisadas no QzIB dos filões de Ervedosa. 657
Figura 712 – Diagrama binário CO_2+CH_4+N_2 vs. H_2O relativo às IF P e PS analisadas no QzIA e nas IF P analisadas no QzIB dos filões de Ervedosa. 657
Figura 713 – Diagrama TH vs. Salinidade respeitante às IF P e PS analisadas no QzIA e nas IF P analisadas no QzIB (adaptado de *Wilkinson, 2001*). 658

Figura 714 – Diagrama binário H_2O vs. densidade relativo às IF P e PS analisadas nas QzIIA QzIIB dos filões de Ervedosa. 659
Figura 715 – Diagrama binário CO_2+CH_4+N_2 vs. H_2O relativo às IF P e PS analisadas nos QzIIA e QzIIB dos filões de Ervedosa. 660
Figura 716 – Diagrama binário CH_4+N_2 relativo às IF P e PS analisadas nos QzIIA e QzIIB dos filões de Ervedosa. 660
Figura 717 – Diagrama TH vs. Salinidade respeitante às IF P e PS analisadas no QzIIA e no QzIIB (adaptado de *Wilkinson, 2001*). 661
Figura 718 – Diagrama binário H_2O vs. Densidade relativo às IF P e PS analisadas na scheelite e às P analisadas na cassiterite dos filões de Murçós. 665
Figura 719 – Diagrama binário CH_4+N_2 vs. CO_2 relativo às IF P e PS analisadas na scheelite e às P analisadas na cassiterite dos filões de Murçós. 665
Figura 720 – Diagrama binário CO_2+CH_4+N_2 vs. H_2O relativo às IF P e PS analisadas na scheelite e às P analisadas na cassiterite dos filões de Murçós. 666
Figura 721 – Diagrama TH vs. Salinidade respeitante às IF P e PS analisadas na scheelite e às IF P analisadas na cassiterite (adaptado de *Wilkinson, 2001*). 666
Figura 722 – Diagrama binário H_2O vs. Densidade relativo às IF P e PS analisadas no QzIA e às IF P analisadas no QzIB. 668
Figura 723 – Diagrama binário CH_4+N_2 vs. CO_2 relativo às IF P e PS analisadas no QzIA e às IF P analisadas no QzIB. 668
Figura 724 – Diagrama binário CO_2+CH_4+N_2 vs. H_2O relativo às IF P e PS analisadas no QzIA e às IF P analisadas no QzIB. 669
Figura 725 – Diagrama TH vs. salinidade respeitante às IF P e PS analisadas no QzIA e no às IF P analisadas no QzIB (adaptado de *Wilkinson, 2001*). 669
Figura 726 – Diagrama binário H_2O vs. densidade relativo às IF P e PS analisadas no QzIIA e no QzIIB. 671
Figura 727 – Diagrama binário CO_2+CH_4+N_2 vs. H_2O relativo às IF P e PS analisadas no QzIIA e no QzIIB. 671
Figura 728 – Diagrama binário CH_4+N_2 vs. CO_2 relativo às IF P e PS analisadas no QzIIA e no QzIIB. 672
Figura 729 – Diagrama TH vs. salinidade respeitante às IF P e PS analisadas no QzIIA e no QzIIB (adaptado de *Wilkinson, 2001*). 672
Figura 730 – Projeção das isócoras representativas dos fluidos aprisionados nas IF e PS analisadas na cassiterite. 674
Figura 731 – Projeção das isócoras representativas dos fluidos aprisionados nas IF e PS analisadas no QzIA. 675

Figura 732 – Projeção das isócoras representativas dos fluidos aprisionados nas IF e PS analisadas no QzIIA. 677
Figura 733 – Projeção das isócoras representativas dos fluidos aprisionados nas IF e PS analisadas no QzIIB. 677
Figura 734 – Projeção das isócoras representativas dos fluidos aprisionados nas IF e PS analisadas no QzIA. 680
Figura 735 – Projeção das isócoras representativas dos fluidos aprisionados nas IF e PS analisadas na scheelite. 680
Figura 736 – Projeção das isócoras representativas dos fluidos aprisionados nas IF e PS analisadas na cassiterite. 681
Figura 737 – Projeção das isócoras representativas dos fluidos aprisionados nas IF e PS analisadas no QzIIA. 682
Figura 738 – Projeção das isócoras representativas dos fluidos aprisionados nas IF e PS analisadas no QzIIB. 683

Lista de Abreviaturas

Ab	Albite
Aln	Alanite
Ap	Apatite
Apl	Aplito
ASI	Aluminum Saturation Index
Aspy	Arsenopirite
BC	Bandas claras
BCE	Backscattered Electrons
BE	Bandas escuras
Bi	Bismuto
Bis	Bismutinite
Bt	Biotite
Ccpy	Calcopirite
CEMUP	Centro de Materiais da Universidade do Porto
Chl	Clorite
CL	Catodoluminescência
CPT	Companhia Portuguesa de Tungsténio
C-S	Cisaillement-Schistosité
Cst	Cassiterite
Cv	Covelite
DGEG	Direção Geral de Energia e Geologia
EDM	Empresa de Desenvolvimento Mineiro
EPMA	Electron microprobe analysis
ERV	Ervedosa
ET	Encrave tonalítico
ETR	Elementos de Terras Raras
FCUP	Faculdade de Ciências de Universidade do Porto
FeOx	Óxidos de Fe
Fl	Fluorite
Flw	Grau de preenchimento
FMQ	Tampão Fayalite
Magnetite	Quartzo
fO_2	Fugacidade do O_2
Ft	Fenda de tração

GM	Granodiorito de Murçós
GMWL	Global Meteoric Water Line
Gn	Galena
Gr	Granito
Hem	Hematite
IBERSIMS	Iberian SHRIMP Ion Microprobe Laboratory
ICT	Instituto de Ciências da Terra
IF	Inclusão fluida
IF P	Inclusão fluida primária
IF PS	Inclusão fluida pseudosecundária
IF S	Inclusão fluida secundária
Ilm	Ilmenite
Kfs	Feldspato potássico
L	Homogeneização em estado líquido
LILE	Large Ion Lithophile Elements
Lim	Limonite
LNEG	Laboratório Nacional de Energia e Geologia
LOI	Loss on Ignition
LR	Luz refletida
Mc	Microclina
MI	Mirmequites
Mnz	Monazite
Msc	Moscovite
Mtd	Matildite
MUR	Murçós
N//	Nicóis paralelos
NUCLEUS	Núcleo de Serviços de Apoio à Investigação da Universidade de Salamanca
NX	Nicóis cruzados
Opq	Minerais opacos
Or	Ortóclase
PAN	Panasqueira
Peg	Pegmatito
Plg	Plagióclase
Po	Pirrotite

ppm	Partes por milhão
Py	Pirite
Py-Po	Tampão Pirite- Pirrotite
Qz	Quartzo
REE	Rare Earth Elements
Rt	Rútilo
Scd	Escorodite
Sch	Scheelite
SEM-EDS	Scanning Electron Microscopy and Energy Dispersive X-ray Spectroscopy
Ser	Sericite
SHRIMP	Sensitive High Resolution Ion Microprobe
SMOW	Standard Mean Ocean Water
Sph	Esfalerite
Stn	Estanite
Syn-COLG	Syncollisional granites
TH	Temperatura de homogeneização global
$ThCO_2$	Temperatura de homogeneização do CO_2
TmCl	Temperatura de fusão dos clatratos de CO_2
$TmCO_2$	Temperatura de fusão do CO_2
Tmice	Temperatura de fusão do gelo
Tor	Torbenite
TRL	Terras Raras Leves
TRP	Terras Raras Pesadas
Tur	Turmalina
UTAD	Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro
UV	Ultravioleta
VCDT	Vienna Canyon Diablo Troillite
V-SMOW	Vienna Standard Mean Ocean Water
Xt	Xisto
ZCI	Zona Centro Ibérica
ZCLRM	Zona de Cisalhamento de Laza-Rebordelo-Murçós
Zrn	Zircão

Objetivos

O presente projeto de investigação tem como objetivo principal investigar a importância dos fluídos geológicos na distribuição e ocorrência de mineralizações de Sn(W) e W(Sn) em veios de quartzo da área de Ervedosa e Murçós, dois exemplos de múltiplas ocorrências espacialmente associados a granitos sin-D3 instalados no núcleo da Antiforma Chaves-Miranda do Douro, ao longo da Zona de Cisalhamento de Laza-Rebordelo-Murçós, Este trabalho, visa assim constituir uma contribuição para a melhor compreensão dos processos metalogenéticas envolvidos na formação deste tipo de depósitos.

Tratando-se esta investigação de um estudo multidisciplinar, pretende-se com combinação e contribuição dos diferentes dados:

- Definir as contribuições magmáticas e hidrotermal, assim como interpretar a importância da transição magmático-hidrotermal nos processos mineralizantes associados às mineralizações de Sn e W associadas à zona de cisalhamento Laza-Rebordelo-Murçós, através da conjugação e comparação dos dados relativos aos fluídos estudados nos diferentes tipos de veios de quartzo com mineralização de Sn e W e nos próprios minérios.
- Determinar a origem, assim como reconstruir as condições P-T-X e a evolução dos fluídos dos diferentes veios estudados, contribuindo para uma melhor compreensão da formação das mineralizações de Sn e W associadas à zona de cisalhamento Laza-Rebordelo-Murçós, através da combinação de observações de campo, caracterização das diferentes associações minerais presentes, geoquímica de elementos traço, estudos de inclusões fluídas em minerais como o quartzo, cassiterite e scheelite, análises de isótopos estáveis de O, D e S e geocronologia U-Pb.
- Avaliar a existência de afinidades entre as mineralizações de Sn e W, isto é, se são independentes no espaço e tempo, e por isso relacionadas com diferentes rochas granitoides, ou pelo contrário, pertencem a um mesmo continuum, sendo as suas diferenças a expressão de um zonamento peribatolítico.

1. Amostragem e Métodos Analíticos

1.1. Trabalho de campo e amostragem

Durante os trabalhos de campo realizados nas áreas dos depósitos de Ervedosa, Murçós e Agrochão, os trabalhos de campo incidiram no reconhecimento da geologia, da estruturação de cada sector, a identificação de estruturas mineralizadas e da sua mineralogia, geometria e modo de ocorrência. A amostragem incidiu de modo particular na recolha de amostras representativas dos veios mineralizados, sempre que possível sobre a forma de amostras orientadas para a preparação de laminas espessas bipolidas, mas também para preparação de secções polidas e análises isotópicas. Foram ainda recolhidas amostras das litologias encaixantes das mineralizações, nomeadamente dos granitos encaixantes das mesmas e algumas dos encaixantes metassedimentares dos granitoides. A recolha destas amostras visou sempre os espécimenes mais sãos e representativos, já que a finalidade destas amostras, além da produção de laminas polidas para estudos petrográficos, foi levar a cabo análises de geoquímica de rocha-total e obtenção de zircões para datação radiométrica U-Pb. A recolha de amostras de granitos teve em conta a granulometria dos mesmos, tendo sido recolhidos aproximadamente 6kg de granito em Ervedosa, 17kg de granodiorito e 5kg de leucogranito em Murçós. Os trabalhos de campo e amostragem foram orientados pelos trabalhos de cartografia existentes, onde a geologia e estruturas mineralizadas se encontram descritas em maior detalhe, tendo sido sempre acompanhados da descrição escrita, obtenção da localização GPS de cada amostra colhida e registo fotográfico de características de interesse.

1.2. Preparação das amostras

A preparação das amostras das diferentes litologias e dos veios mineralizados de Ervedosa e Murçós foi destinta tendo em conta a finalidade do tipo de análise pretendida. Em ambos os depósitos, as amostras recolhidas com a finalidade de produção de lâminas espessas, lâminas espessas bipolidas, secções polidas e armazenamento de duplicados, as amostras selecionadas foram limpas e fotografadas, tendo sido à posteriori serradas com um disco diamantado do modo desejado nas instalações do Laboratório de Preparação de amostras do ICT (Pólo Porto). Após o corte, a preparação das lâminas e secções foi realizada no Laboratório de a FCUP e nas instalações da UTAD (Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro). As amostras destinadas a análises de geoquímica de rocha-total começaram por ser reduzidas com

o auxílio de um moinho de maxilas por passagens sucessivas do material por aberturas cada vez menores da maxila, até o material se encontrar reduzido a uma granulometria com aproximadamente 0,5 cm. Após a primeira moagem o material foi moído num moinho de bolas, a fim de reduzir a dimensão do material. Foi executada uma última moagem, recorrendo a um moinho de ágata. Todo o processo de moagem das amostras foi levado a cabo nas instalações do Laboratório de Preparação de Amostras do ICT(Porto). As amostras foram devidamente isoladas e enviadas para análises após quartilhamento. Para as análises de geocronologia U-Pb foi reservado parte da amostra de granodiorito de Murçós, que foi moído no moinho de ágata. Após a moagem, a amostra foi crivada numa coluna de peneiros montada num agitador por cerca de 30 minutos para cada fração de amostra crivada. Após a crivagem, foram recolhidas as frações de material retidas nos peneiros de 210, 180 e 125 mm. Após a recolha destas frações foram levadas a cabo separações densimétricas com bromofórmio e iodeto de metileno, separando-se os minerais leves e pesados de cada fração granulométrica. Seguiu-se a separação eletromagnética com separador Franzt, obtendo-se concentrados contendo zircões, que foram selecionados e separados manualmente com recurso a uma lupa binocular. Para as análises de geoquímica isotópica, foram moídas e purificadas manualmente amostras dos veios mineralizados, a fim de obter materiais o mais puros possível. Após a purificação, foi feita uma nova moagem com recurso a um almofariz de modo que ficasse finamente moído.

1.3. Métodos analíticos

1.3.1. Petrografia

As análises petrográficas foram levadas acabo em diversas amostras preparadas sobre a forma de lâminas polidas elaboradas com amostras dos encaixantes das mineralizações em estudo. Nestas análises foram determinadas a mineralogia e texturas não só dos granitos como dos metassedimentos, procurando ainda registar efeitos da deformação, alterações pós-cristalinas e outras particularidades, procedendo-se ao registo fotográfico sempre que relevante. As secções polidas elaboradas com amostras de minérios dos depósitos em estudo foram metalograficamente analisadas, procurando-se identificar os principais minérios presentes e eventuais associações entre si, textura e modo de ocorrência, de modo a melhor estabelecer as sequências paragenéticas. Nestas sessões de estudos metalográficos foi realizada a seleção das áreas da superfície mais representativas e promissoras para futuras análises de EPMA.

Uma das importantes partes do estudo petrográfico deste estudo, diz respeito ao estudo petrográfico de inclusões fluidas (IF) das diversas lâminas bipolidas preparadas para estudos de microtermometria. A importância destas análises prende-se com a importância de muitos fatores, nomeadamente:

(1) a identificação e diferenciação dos vários eventos de deposição através das relações temporais e espaciais entre as IF observadas nos diferentes minerais;
(2) a identificação das populações de IF primárias (P), pseudosecundárias (PS) e secundárias (S), cujas interpretações genéticas são distintas;
(3) a caracterização petrográfica das IF relativamente a parâmetros como a geometria, dimensão, modo de ocorrência, tipologia, grau de preenchimento (Flw), alterações pós-aprisionamento e número de fases presentes à temperatura da sala;
(4) identificação de eventuais zonamentos ou recrescimentos nos minerais selecionadas para estudos de IF.

Os estudos petrográficos tiveram como suporte aos quadros de referência de *Roedder (1972)* e *Shepherd et al. (1985)*, e os critérios petrográficos definidos por *Roedder (1984)*. Nesta fase do estudo petrográfico, foram selecionadas em cada mineral estudado as IF P, PS e S consideradas mais representativas dos fluidos em questão, efetuando-se o seu mapeamento nas lâminas espessas e o registo fotográfico das mesmas para posteriores ensaios microtermométricos e de microespectrometria Raman. Todos os estudos petrográficos e metalográficos levados a cabo nas amostras preparadas para esse efeito, foram levados a cabo num microscópico Nikon Eclipse LV100N POL, acoplado à camara fotográfica, assim como o respetivo software de manipulação e obtenção de material fotográfico NIS-Elements BR 5.11.00.

1.3.2. Catodoluminescência

De modo a melhor caracterizar texturalmente algumas das amostras dos veios mineralizados de Ervedosa e Murçós, foram selecionadas lâminas polidas representativas das mineralogias dos veios, tendo em atenção na seleção das amostras o facto de nem todos os minerais exibirem luminescência, limitando as mineralogias observáveis. Antes de cada análise, as lâminas polidas selecionadas foram previamente metalizadas com Au. As análises foram levadas a cabo num equipamento de catodoluminescência a quente Lumic HC3-LM. Devido a uma avaria do espectrómetro

do equipamento, apenas foi possível recolher imagens de catodoluminescência sem informação espectral.

1.3.3. Análises microtermométricas e microespectrometria Raman

Os estudos microtermométricos foram levados a cabo em diversas esquírolas de lâminas bipolidas previamente preparadas e analisadas petrograficamente. Os estudos microtermométricos foram levados a cabo numa platina Chaixmeca *(Poty et al., 1976)* para estudos de criometria e numa platina de aquecimento Linkam PS 600 *(Shepherd et al., 1985)*, ambas devidamente calibradas por padrões sintéticos e naturais, tendo sido analisadas IF P, PS e S nos diferentes minerais selecionados. Estes ensaios permitiram a recolha de extensos dados extremamente relevantes na caracterização composicional e termobárica dos fluidos aprisionados nestas IF, imprescindíveis na interpretação da origem e evolução dos fluidos.

As análises de Espectrometria Raman decorreram num espectrómetro Horiba Jobin-Yvon LabRaman, equipado com um laser He-Ne de 632,8 nm, acoplado a um microscópio Olympus, e num outro espectrómetro Renishaw Raman InVia Qontor equipado com laser de 633 nm laser acoplado a um microscópio Leica, seguindo os procedimentos descritos por *Prieto et al. (2012)*. Estas análises tiveram como principal objetivo a caracterização quantitativas e qualitativas das fases presentes nas IF seleccionadas para análise. Os espectros obtidos foram posteriormente tratados no software NGSLabSpec, de modo a determinar a área dos picos obtidos nos espectros recolhidos, e com isso, determinar as quantidades dos componentes presentes. Após estes processos, a composição global das IF analisadas, foram obtidas recorrendo aos programas informáticos do pacote FLUIDS desenvolvidos por Ronald J. Bakker. Estes programas calculam a composição e densidade globais, utilizando determinadas equações de estado que combinam dados microtermométricos com o Flw e dados de microespectrometria Raman.

1.3.4. Análises de microssonda eletrónica (EPMA)

Diferentes lâminas polidas e secções polidas representativas da mineralogia dos veios mineralizados de Ervedosa e Murçós foram selecionados para análises pontuais de microssonda eletrónica. Para as análises de EPMA foram selecionados com maior prioridade, os minerais mais representativos dos estádios principais de deposição de

minérios, isto é, selecionaram-se minerais dos episódios de deposição de cassiterite e scheelite, em Ervedosa e Murços, respetivamente, já que correspondem ao estádio de maior interesse para este trabalho. Tal como referido anteriormente, quando dos estudos petrográficos e metalográficos, foram previamente selecionados os locais na superfície dos minerais mais apropriados para as análises pontuais, evitando superfícies irregulares, com indícios de alteração ou perto das fronteiras entre minerais distintos. Antes das análises, foi efetuada uma metalização com carbono (C) da superfície das lâminas e secções polidas. Estas análises tiveram como principal objetivo a determinação da composição química dos minerais analisados, permitindo a sua caracterização mineralógica. As análises pontuais foram levadas a cabo numa microssonda eletrónica CAMEBAX SX-100, no Edifício Científico e Técnico Severo Ochoa da Universidade de Oviedo (Espanha).

1.3.5. Análises de microscópio eletrónico de varrimento (SEM-EDS)

Diferentes lâminas e secções polidas representativas da mineralogia dos veios de Ervedosa e Murços foram selecionadas para análises de microscopia eletrónica de varrimento (SEM-EDS), com o objetivo de complementar a caracterização mineralógica dos veios com as restantes técnicas empregadas, nomeadamente através da identificação de eventuais heterogeneidades composicionais e minerais, zonamentos, inclusões e outras características não observáveis com outras técnicas. Estas análises permitiram a recolha de informação composicional semi-quantitativa e de imagens de eletrões retrodifundidos. Estas análises foram levadas a cabo num microscópio eletrónico de varrimento FEI Quanta 400 (FEG-SEM), no Centro de Materiais da Universidade do Porto (CEMUP), da Faculdade de Ciência da Universidade do Porto (FCUP).

1.3.6. Análises de geoquímica de rocha-total

Foram selecionadas para análises de geoquímica de rocha total o granito moscovítico de grão fino a médio de Ervedosa, o granodiorito orientado de grão médio a grosseiro de Murços e o leucogranito moscovítico orientado de grão fino a médio de Murços. As amostras foram preparadas previamente por moagem, tal como descrito na secção relativa à preparação de amostras, tendo sido por último quartilhadas. As análises foram levadas a cabo nos Activation Laboratories (Ontario, Canadá), tendo por base o pacote de protocolo analítico *WRA + trace 4Litho*. Estas análises tiveram como principal

objetivo auxiliarem na interpretação e estabelecimento dos modelos metalogenéticos para os depósitos em estudo, uma vez que a geoquímica de rocha total constitui uma ferramenta robusta na construção de perspetivas petrogenéticas, tais como a origem, grau de evolução e processos magmáticos como cristalização fracionada e diferenciação magmático, assim como na identificação de identificação de granitos férteis/especializados e na investigação do estágio magmático-hidrotermal e a sua influência nos processos mineralizantes.

1.3.7. Análises de isótopos estáveis de O, D e S

No âmbito do presente trabalho, foram selecionadas amostras de minerais presentes nos veios mineralizados dos depósitos de Ervedosa e Murçós, para análises de isótopos estáveis de O, H e S. Para as análises de $\delta^{18}O$ e δD foram selecionadas amostras de quartzo e cassiterite dos veios de Ervedosa e quartzo, scheelite e cassiterite dos veios de Murçós. As análises de isótopos estáveis de S ($\delta^{34}S$) foram selecionados em ambos os casos amostras de arsenopirites. As amostras dos minerais escolhidos foram moídas finamente com recurso a um almofariz e crivadas, ao qual se seguiu uma inspeção da amostra em lupa binocular de modo a remover quaisquer impurezas contidas nas amostras. As análises de isótopos estáveis foram levadas a cabo no laboratório Nucleus (Universidade de Salamanca, Espanha), com a determinação das razões isotópicas por espectrometria de massa de fonte gasosa no modo *«Dual Inlet»* utilizando um espectrómetro SIRA-II. As determinações realizadas incluíram:

- obtenção de H_2 para determinação das razões isotópicas D/H por fusão em linha de vácuo e redução por meio de urânio empobrecido;
- obtenção de CO_2 para a determinação das razões isotópicas $^{18}O/1^{6}O$ em silicatos e óxidos por meio de fluoretação a laser;
- obtenção de SO_2 para determinação das razões isotópicas $^{34}S/^{32}S$ na “Linha do S”;
- determinação das razões isotópicas por espectrometria de massa de fonte gasosa no modo *«Dual Inlet»* utilizando um espectrómetro SIRA-II.

As análises de isótopos estáveis nos diferentes minerais selecionados tiveram como objetivo ajudar a restringir os dados dos estudos de inclusões fluidas levadas a cabo nos minerais selecionados e o cálculo da trajetória P-T de cristalização e arrefecimento dos diferentes sistemas mineralizados. As temperaturas de equilíbrio dos isótopos de

oxigénio entre os minerais selecionados ajudarão a estabelecer uma relação entre a origem do mineral e o fluido aprisionado.

2. Contexto Geológico Regional

2.1. O Maciço Ibérico

O Maciço Ibérico ou Hespérico corresponde ao segmento mais ocidental da Cadeia Varisca Europeia, que se estende desde a Península Ibérica (onde aflora em grande extensão na sua metade mais ocidental e central) até ao NE da Boémia, sendo constituído de rochas com idades que vão desde o Proterozóico Superior ao Pérmico Inferior, deformadas e metamorfizadas pela fases de deformação da orogenia hercínica, e intruídas por distintas tipologias de rochas granitoides *(Julivert et al.,1974; Matte, 1986; Dallmeyer & Martínez Garcia, 1990)*.

De acordo com diversos autores (e.g. *Thadeu, 1977; Ribeiro et al. 1990; Martínez Catalán et al., 2008*), a atividade tectono-magmática da orogenia Hercínica terá decorrido entre o Devónico Superior e o Carbonífero Superior a Pérmico Inferior (380 – 280 Ma), desencadeando a formação do supercontinente Pangeia, em resultado da colisão entre Laurussia e Gondwana *(Matte, 1986)*. As assinaláveis diferenças geológicas que ocorrem no Maciço Hespérico aos níveis estratigráficos, magmáticos, metamórficos e estruturais levaram *Lotze (1945)* a propor uma divisão, assente em critérios sobretudo de natureza petrológica, que permitisse a diferenciação do orógeno em diferentes zonas, sendo esta proposta mais tarde revista e reestruturada. Mais tarde *Julivert et al. (1974)* passaram a considerar as seguintes zonas geotectónicas: Zona Cantábrica, Zona Asturocindental-Leonesa, Zona Centro Ibérica (ZCI), Zona de Ossa Morena e Zona Sul Portuguesa e *Farias et al. (1987)* consideram que na ZCI existia a sub-Zona Galiza Média Trás-os-Montes, que passou a ser considerada como sendo a Zona Galiza Trás-os-Montes *(Figura 1)*. A Cadeia Varisca apresenta direção dominante NW-SE, onde no setor mais setentrional, as estruturas variscas definem o Arco Ibero-Armoricano (AIA) *(Dias & Ribeiro, 1995)*, que exprime uma hierarquia de unidades geodinâmicas, quer de primeira ordem (Terrenos, separados pelas suturas principais), quer de segunda ordem (Zonas, que apresentam uma evolução paleogeográfica diferenciada segundo uma direção transversal às estruturas principais e uma diferenciação mínima longitudinalmente) *(Ribeiro, 2015)*. Segundo *Ribeiro (2006)*, o Arco Ibero-Armoricano (AIA) permite diferenciar terrenos (separados por suturas), e zonas (orientadas paralelamente em relação à estruturação varisca, e exibindo maior variação de espessura e de fácies transversalmente. O Maciço Ibérico exibe uma simetria bilateral e disposição em leque, com estruturas verticalizadas na sua componente central (ZCI), sendo limitado de um lado por um setor com vergências

centrípetas relativamente ao AIA (correspondentes às zonas Cantábrica, Asturocidental-Leonesa, e a parte setentrional da ZCI), e do lado oposto por um setor de vergências centrífugas em relação ao AIA (coincidente com a parte meridional da ZCI, e as Zonas de Ossa-Morena e Sul-Portuguesa) *(Ribeiro, 2006; Ribeiro et al., 2006; Ribeiro, 2015)*.

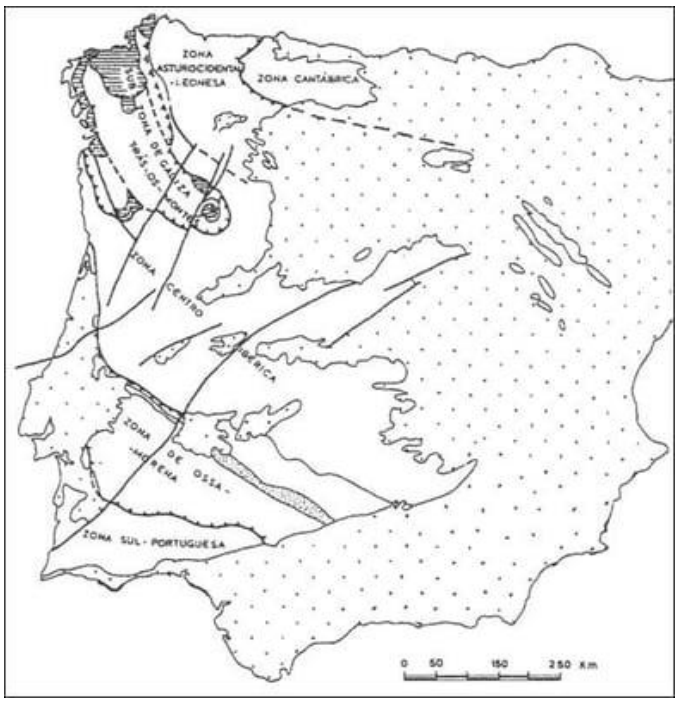


Figura 1 – Zonas geotectónicas do Maciço Ibérico *(Julivert et al. 1974; Farias et al. 1987)*.

Verifica-se, assim, que as zonas tectoestratigráficas mais interiores ao orógeno varisco (e.g. ZCI, ZGTM) são dominadas por formações do Neoproterozóico a Paleozóico Inferior, metamorfismo regional por vezes de alto grau, abundantes intrusões graníticas e, onde a deformação hercínica, é mais precoce e intensa que nas zonas mais periféricas ao orógeno, como são o caso da ZC e ZSP Sul-Portuguesa, dominadas por sequências sedimentares evoluídas do Paleozóico Superior até ao Carbonífero, afetadas por deformação tardia e pouco intensa, assim como metamorfismo regional de baixo grau e raras intrusões graníticas *(Juliviert et al., 1974; Ribeiro et al., 1979)*. Diversos autores *(Ribeiro, 1974; Noronha et al., 1981; Ribeiro et al., 1983)* tem apresentado trabalhos de descrição e correlação lateral das diferentes fases de deformação (F1, F2 e F3) observadas nas várias zonas do NW Peninsular de forma a estabelecer as relações de deformação e metamorfismo regional polifásico, restando ainda, contudo, disparidades relativos à datação destes eventos pela insuficiência de dados e o diacronismo das fases de deformação (geração do mesmo tipo estruturas em

diferentes zonas em períodos temporais distintos). F1 e F2 podem ser explicadas por um modelo de *flack tectonics* onde se explicam as diferenças litológicas e estruturais verificáveis entre a ZCI e ZGTM, através da subducção e obducção de crusta oceânica e crosta continental em que a parte obductada corresponde ao alóctone e parautoctone (ZGTM e a parte continental ao autóctone (ZCI) (*Ribeiro et al., 1983)*.

O mais recente trabalho de *Kroner & Romer (2013)* refere que a evolução tectónica do Maciço Ibérico e, no geral, do varisco europeu, poderá ser justificada através de um modelo de colisão entre os continentes Laurussia e Gondwana, com diversas zonas de subducção, relacionadas com a ocorrência de domínios metamórficos de alta pressão em relação próxima com rochas de baixo grau metamórfico. Segundo *Ribeiro et al. (2015)* o ciclo Varisco compreende várias etapas de duração variável:

- Extensão relacionada com abertura de oceanos paleozóicos bordejados por margens passivas (540 – 420 Ma);
- Início de subducção nos oceanos paleozóicos com abertura subordinada de bacias marginais pós-arco, bem como obducção de lâminas ofiolíticas (420 – 390 Ma) e eventos termometamórficos de alta pressão;
- Colisão continental e orogénese (390 – 300 Ma) com polaridade sedimentar e tectónica orientada em direção às zonas de antepaís a NE (zona Cantábrica) e a SW (zona Sul – Portuguesa), processo que é acompanhado de anomalias térmicas geradoras de abundantes granitóides e metamorfismo de alta temperatura;
- Deformação intracontinental transcorrente seguida de colapso orogénico localizado (300 – 270 Ma).

De acordo com o modelo de *Ribeiro et al. (1983)*, podem ser distinguidas as seguintes fases de deformação hercínica no NW Peninsular e reconhecíveis no NE de Portugal:

- Fase D1 (F1) – Correspondente ao início da colisão, sendo assinável em todas as zonas tectoestratigráficas do Maciço Ibérico, com expressões diferenciais nos terrenos autóctone, alóctone e parautóctone, sendo responsável por dobramentos subverticais de elevada amplitude de direção predominante NWSE, e uma distinta foliação de plano axial. A atitude do plano axial destas dobras é variável, inclinando para NE ou SW, evidenciando uma estruturação em flor (*flower structure*). São contemporâneas desta fase as dobras de grande amplitude, tais como, o anticlinal de Valongo, o anticlinal do Marão e o sinclinal do Buçaco assim como os grandes cisalhamentos dúcteis, tais como, o

cisalhamento do Sulco Carbonífero do Douro, o cisalhamento de Juzbado-Penalva do Castelo e a falha de Porto-Tomar e o cisalhamento Tomar-Badajoz.

- Fase D2 (F2) – Bem representada sobretudo nas proximidades dos mantos de carreamento dos terrenos alóctones e menos expressa nos terrenos parautóctones e autóctones, manifestando-se pela presença de dobras deitadas (associadas aos mantos de carreamento) com vergência para E, demonstrativa de um transporte com direção W-E. Estes dobramentos manifestam-se assimétricos de eixo sub-horizontal, demonstrando geralmente um flanco normal longo e um flanco inverso curto. É durante esta fase de deformação que sucedeu a obducção e/ou subducção segundo o modelo de *flack tectonics*.

- Fase D3 (F3) – Observável nos terrenos alóctones, parautóctone e autóctone, sendo responsável pela geração de dobramentos de direção geral NW-SE a NNW-SSE, caraterizadas pela presença de uma clivagem de crenulação e uma clivagem de fratura vertical de direção coincidente com os planos axiais dos dobramentos, relacionada com um campo de tensões com σ1 horizontal e de direção NE-SW. Observa-se, ainda durante esta fase uma virgação das estruturas existentes, relacionada com a estruturação do Maciço Hespérico e com a processo colisional *(Matte & Ribeiro, 1975)*, sendo constatável ao nível das direções gerais das mesmas: na zona Centro de Portugal (Beira Interior) vigoram as direções que tendem para WNW- ESE, na região Centro-Norte de Portugal para NW-SE e, no Noroeste de Portugal e na Galiza NNW-SSE.

- Fases tardias (Tardi-D3 e F4) – Os últimos incrementos da orogenia varisca, que atuaram sobretudo a níveis estruturais mais superiores do orógeno, pelo reaproveitamento de estruturas pré-existentes em regime de deformação dúctil-frágil a frágil, que se caracterizam respetivamente, por corredores de cisalhamento de direção NNW-SSE, NW-SE, ENE-WSW, e E-W (no fim de D3) e por falhas NNE-SSW (e.g. falha da Vilariça-Manteigas e falha de Verin-Régua-Penacova) *(Figura 2)*. Segundo *Arthaud & Matte (1975)*, as fases tardias terão ocorrido entre os 310 – 270 Ma com uma compressão N-S geral e NW-SE em particular para o sector NW da Península Ibérica. Estas fases mais tardias foram, na opinião de *Schermerhorn (1981)* essenciais do ponto de vista metalogénico, já que controlam estruturas diretamente relacionadas com fenómenos mineralizantes.

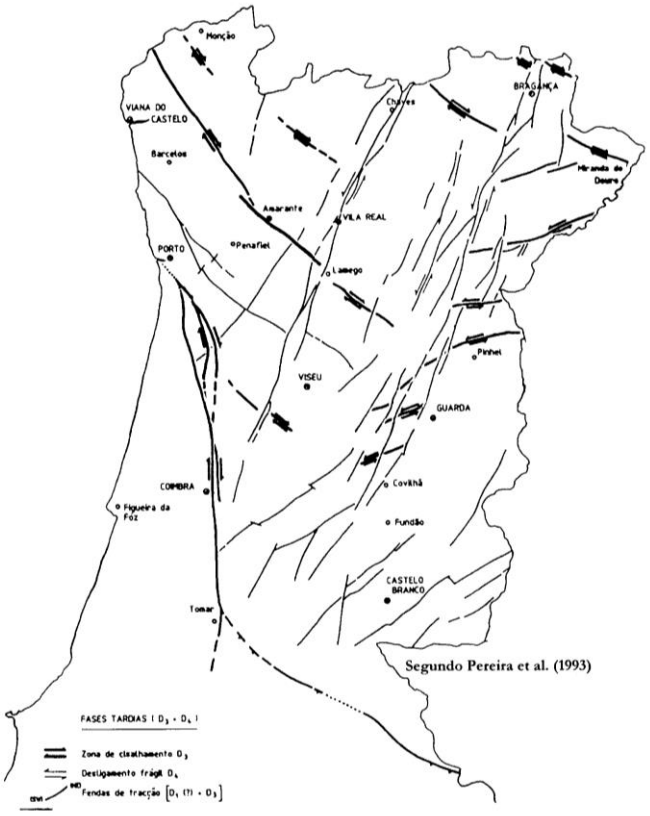


Figura 2 – Principais sistemas cisalhamentos tardi-D3 e desligamentos F4 da orogenia hercínica (retirado de *Pereira et al., 1993*).

2.1.1. A zona Galiza–Trás-os-Montes

As regiões NW do Maciço Hespérico registam uma das secções mais completas e contínuas da Cadeia Varisca, estabelecendo a transição entre unidades alóctones, parautóctones da ZGTM e autóctones e autóctones da ZCI, estas zonas são separadas pelo *Main Trás-os-Montes Thrust* (MTMT), distintas entre si dos pontos de vista paleogeográfico e tectónico *(Figura 3) (Ribeiro, 1974; Ribeiro et al., 2015)*. É dado particular destaque à ZGTM pois as áreas alvo do presente estudo nela ficam localizadas. A estruturação da ZGTM terá sido consequência do desenrolar da evolução do Arco Ibero-Armoricano e consequente deformação diacrónica, durante o Devónico a Carbonífero, resultando numa série de unidades tectono-estratigráficas separadas entre si por acidentes tangenciais e integrantes de um empilhamento por mantos de carreamento *(Ribeiro et al., 1990)*.

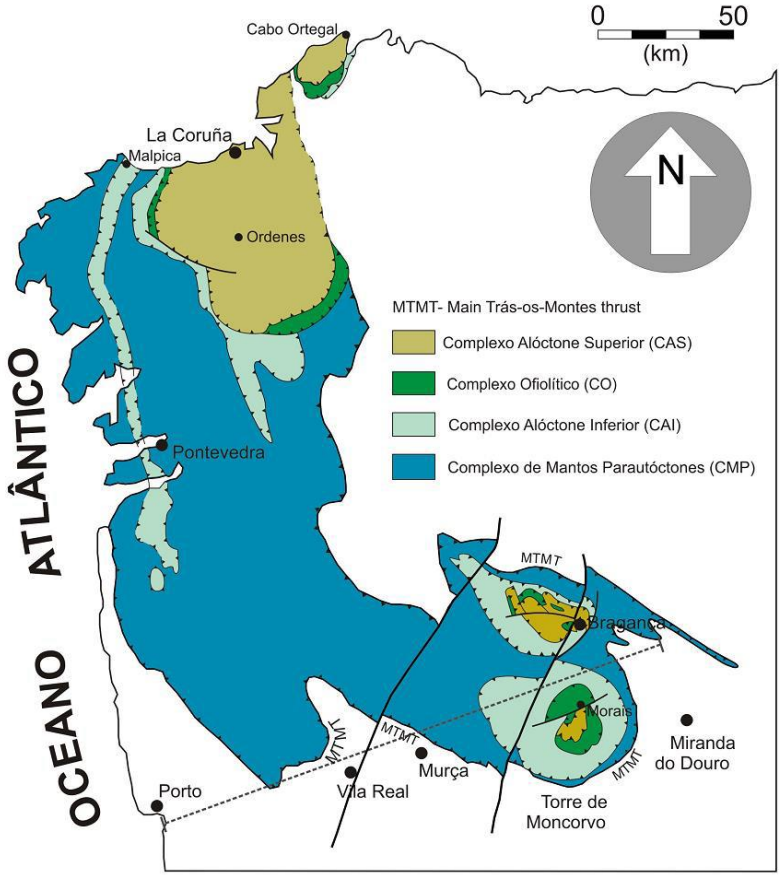


Figura 3 – Zona Galiza Trás-os-Montes com distribuição dos Complexos Alóctones e Parutoctones no NW do Maciço Hespérico (retirado de *Rodrigues et al., 2015*).

Postula-se que as unidades da ZGTM tenham sido transportadas sobre a margem continental do Gondwana numa flecha de recobrimento na ordem das centenas de quilómetros, sobrepondo-se aos terrenos autóctones da ZCI *(Figura 4)* segundo o modelo de *flack tectonics* proposto por *Ribeiro et al. (1987)*, sendo constituída do topo para a base por dois domínios, Domínio Alóctone e o Domínio Parautóctone:

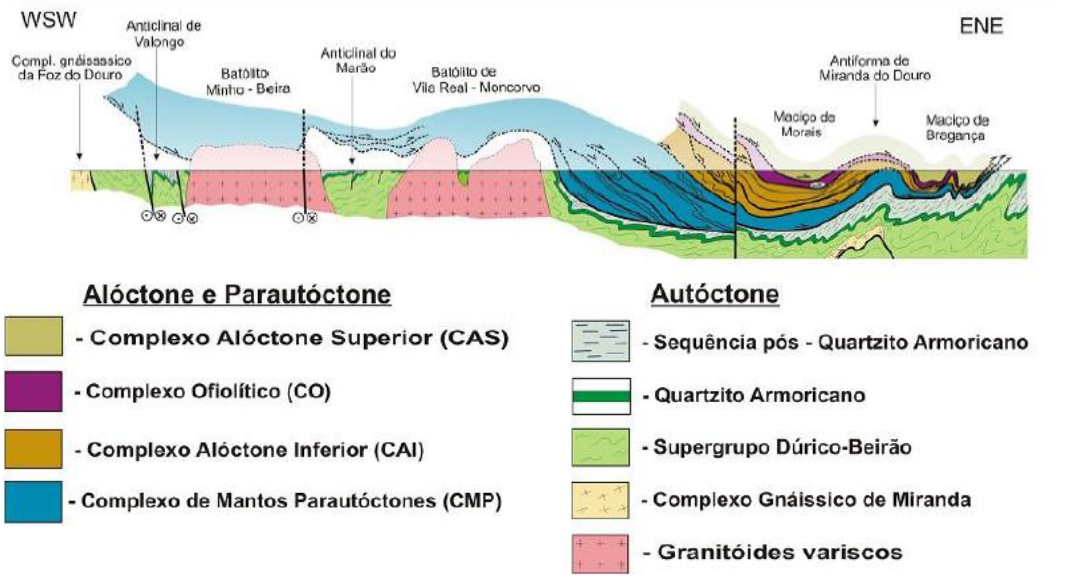


Figura 4 – Corte interpretativo WSW-ENE ao longo da ZCI que evidencia a sobreposição de diferentes unidades alóctones sobre as unidades autóctones (adaptado de *Dias & Ribeiro, 2015*).

2.1.2. Domínios alóctones

Uma sequência alóctone, ou também designada por Complexos Alóctones, onde são identificáveis três importantes unidades, delimitadas por acidentes tangenciais de 2ª e 3ª ordem:

- Complexo Alóctone Superior, uma sequência de litosfera continental policíclica alóctone que sofreu transformações tectonometamórficas num Ciclo pré-Varisco e igualmente no Ciclo Varisco *(Pereira et al., 2011)*, representando no seu conjunto a parte restante da crusta continental proveniente da margem norte do Oceano da Galiza Maciço Central, um ramo do oceano principal, o Rheic *(Pereira et al, 2011)*. Encontra-se separada do Complexo Ofiolítico por um carreamento de base, sendo constituída, da base para o topo, por peridotitos com granada, granulitos blastomilonitos (conjunto representativo de rochas de natureza mantélica infracontinental, expressa nas Unidade de Vale da Porca, Caminho Velho e Vinhas), assim como ortognaisses ocelados (gnaisses de Lagoa) e micaxistos com intrusões de metavulcanitos básicos (micaxistos de Lagoa) (parte restante da crusta continental média e superior) *(Ribeiro et al., 1990; Ribeiro et al., 2006; Pereira et al., 2011)*.

- O Complexo Ofiolítico, constituindo uma sequência completa de crusta oceânica, implementada por obducção sobre o Maciço Ibérico, com presumível origem no ramo do Rheic localizado entre a Ibéria e a Armórica *(Ribeiro et al, 2006)*. Outros

autores sugerem, contudo, que são identificáveis ofiólitos de um outro oceano de menor expressão, o Paleothethys *(Ribeiro et al., 1990; Martínez Catalán et al., 1997; 2002; 2004)*. Encontra-se representada nos maciços de Cabo Ortegal, Ordenes, Bragança e Morais, onde neste último se encontra particularmente melhor exposto, e onde uma sequência oceânica completa pode ser observada da base para o topo, composta de rochas ultramáficas como peridotitos, *flaser* gabros, complexos de dique em dique e anfibolitos; As unidades que compõem o Complexo Ofiolítico receberam uma considerável atenção ao nível de diferentes abordagens litoestratigráficas, geoquímicas e geocronológicas, e de onde relativamente a esta última, se encontra bem esclarecido que os protólitos variam em termos de idade, levando a que se reconheçam duas principais unidades: uma unidade ofiolítica superior de idade devónica (≈ 395 Ma) *(Díaz García et al., 1999; Sánchez Martínez et al., 2011; Arenas et al., 2014)* e uma unidade ofiolítica inferior do Pré-Cambrico Superior (≈ 497 – 495 Ma) *(Arenas et al., 2007)*;

- O Complexo Alóctone Inferior, delimitado por um carreamento basal, com flecha de recobrimento na ordem das centenas de quilómetros, constituído essencialmente por uma sequência metassedimentar com vulcanismo bimodal, típica de uma margem continental passiva em regime distensivo e em processo de *rifting (Ribeiro et al., 2006)*. *Díez Fernandez et al. (2010, 2013)* propõem uma idade deposicional máxima compreendida entre 1,78 a 2,22 Ga (Edicariano-Ordovícico inferior). Os dados geoquímicos de elementos maiores e traço executados em metagrauvaques sugerem uma deposição associada ao sistema de arco vulcânico periférico a Gondwana, instalado sobre uma margem continental que sofrera estiramento, uma hipótese comprovada pelas idades isotópicas obtidas por *Abati et al. (2010)* (≈ 493 Ma) e *Díez-Fernandez et al. (2012)* (475 – 470 Ma), em granitoides calco-alcalinos e alcalinos a peralcalinos gerados no contexto deste arco, sugerindo uma evolução de regime convergente para um regime de *rifting*.

2.1.3. Dominio Peritransmontano

Uma sequência inferior de predominância xistenta e com afinidades à ZCI designada por Complexo de Mantos Parautóctones ou Domínio Peri-Transmontano *(Ribeiro, 1974)*, subdividida nos domínios do Parautóctone Inferior e Parautóctone Superior

(Rodrigues et al, 2006; Ribeiro et al, 2006; Rodrigues, 2008), tendo resultado da mobilização e arraste (na ordem das dezenas de quilómetros) de formações com idades do Silúrico a Devónico, segundo num esquema geral de *forward propagation* na frente dos mantos alóctones *(Rodrigues et al., 2003)*. Segundo *Rodrigues et al. (2006)*, estes domínios tectono-estratigráficos, separados entre si pelo carreamento de Palheiros – Vila Flor, apresentam estrutura e estratigrafias próprias: o Domínio Parautóctone Superior correspondendo a um empilhamento de pelo menos dois mantos dobra desenraizados com anticlinais recumbentes vergentes para os quadrantes orientais; o Domínio Parautóctone Superior representado por constituído por um número variável de escamas imbricadas por cavalgamento e limitadas na base pelo MTMT, interpretado como gerado durante a fase D2 *(Ribeiro, 1974; Noronha et al., 1979)*, gerado por um descolamento basal ou "*layer parallel décollement*". No seu conjunto, o Complexo de Mantos Parautóctones é representada por filitos, grauvaques, quartzitos e cherts, verificando-se nos setores de descolamento inferior uma equivalência litológica e estratigráfica com às do autóctone da ZCI *(Ribeiro et al., 2011)*.

2.1.4. Litoestratigrafia

2.1.4.1. Domínios Alóctones

Na região de Trás-os-Montes oriental, os Complexos alóctones afloram nos Maciços de Bragança e Morais, correspondendo o último setor ao mais meridional dos Complexos Alóctones do NW Ibérico. Como fora já referido, o segmento NW da Península Ibérica é caracterizado por um estilo tectónico de mantos de carreamento, evidenciada pela consistente vergência das estruturas para E (muito embora em alguns setores como na região do Douro possa evidenciar uma estruturação mais complexa), o que é compatível com um transporte feito a partir de W *(Ribeiro et al., 1990; Dias & Ribeiro, 2015; Ribeiro et al., 2015)*. *Ribeiro (1974)* considera que estas unidades correspondem a mantos isolados, separados entre si por acidentes tangencias de 2ª a 3ª ordem, e onde contrariamente à ZCI, se regista um aumento descontínuo da tração no sentido ascendente das sequências, e que nos setores de maior intensidade de tração, foram delineados os planos principais de acidentes tangenciais. De acordo com as análises estruturais e litoestratigráficos *(e.g. Ribeiro, 1974; Julivert et al, 1980; Iglésias et al, 1983; Farias et al., 1987)* e geocronológicas *(Dallmeyer et al, 1997)*, a estruturação principal dos Complexos Alóctones terá ocorrido entre o Devónico e Carbonífero, em consequência do desenvolvimento do Arco Ibero-Armoricano. Os Complexos Alóctones

tem sido alvo nas últimas décadas de múltiplos trabalhos e esforços de interpretação litoestratigráfica e estrutural destas unidades, mas, onde consensualmente são reconhecidas por diferentes autores *(e.g. Iglésias et al, 1983; Munhá et al, 1990; Ribeiro et al., 1987; Pereira et al., 2004; Arenas et al., 2004; Ribeiro et al., 2015)* três importantes unidades consideradas como representativas de fragmentos de terrenos continentais e oceânicos com histórias tectonotermais e estruturais complexamente distintas: o Complexo Alóctone Inferior, expressivo da margem estirada do Terreno Ibérico, o Complexo Ofiolítico, uma completa sequência de crosta oceânica e o Complexo Alóctone Superior, caracterizado como um terreno exótico continental (placa Armórica). Passa-se a uma sucinta descrição da litoestratigrafia *(Figura 5)* de topo para a base das mesmas.

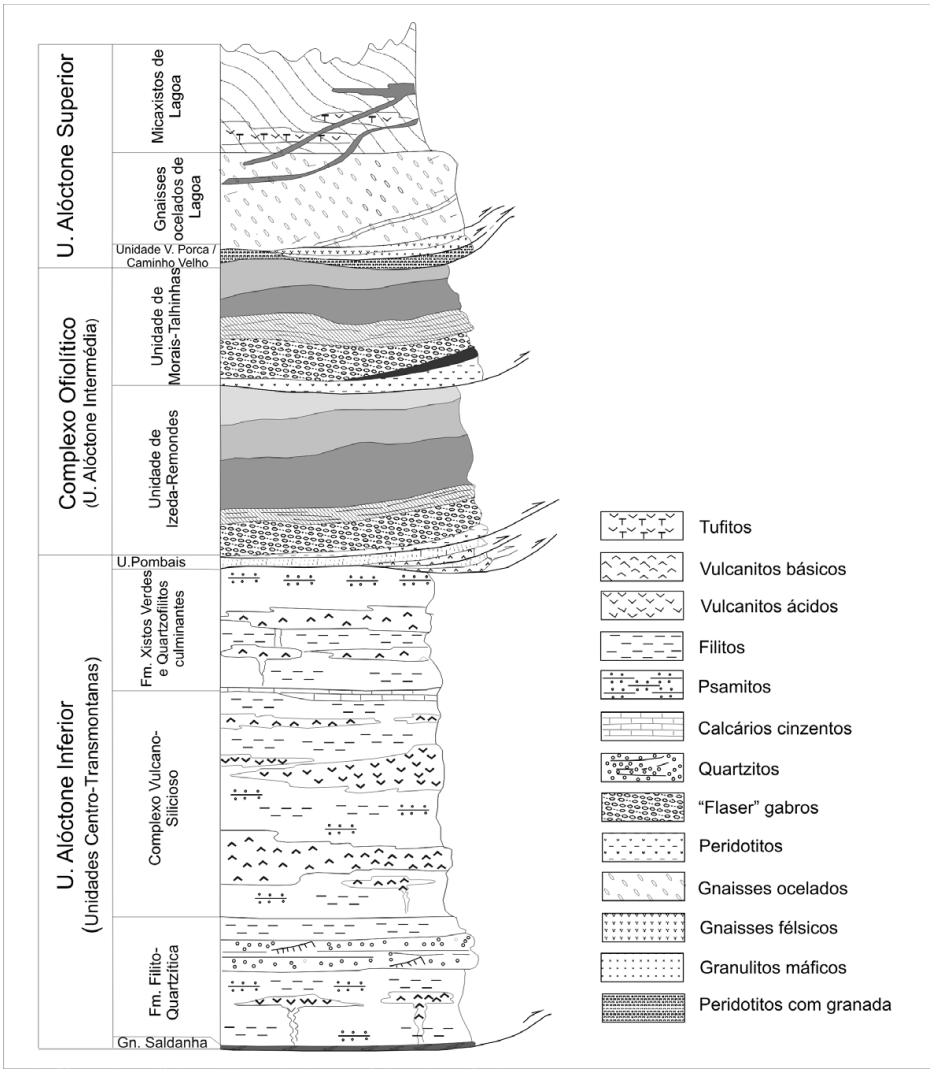


Figura 5 – Coluna litoestratigráfica das unidades alóctones da ZGTM (retirado de *Ribeiro et al., 2015*).

2.1.4.2. Complexo Alóctone Superior

Com uma origem infracrustal a supramantélica, alvo de uma intensa e complexa evolução polimetamórfica, anterior à exumação varisca, corresponde, à unidade do topo da *flake* tectónica que caracteriza a ZGTM *(Meireles, 2013)*. De acordo com *Martínez Catalán et al. (2019, 2021)* podem ser consideradas duas unidades, separadas entre si por um acidente inverso de baixo ângulo, com associações litológicas comparáveis, mas com evoluções metamórficas distintas: uma unidade superior representada pelos Micaxistos de Lagoa, registando metamorfismo do tipo barroviano, impresso nas fases iniciais varriscas e um evento durante o Câmbrico-Ordovícico patente pela fácies granulítica; uma unidade inferior exibindo metamorfismo que pode atingir a fácies eclogítica, decorrente de um regime de elevada P e T durante as fases iniciais do ciclo varisco, e que se encontra representada nos Ortognaisses Ocelados de Lagoa. Reconhece-se ainda uma sequência de crusta continental inferior de alto grau metamórfico, representada pelo duplex das Unidades de Vale da Porca, Caminho Velho e Vinhas *(Ribeiro et al, 1990; Pereira, 2000)*. O Complexo Alóctone Superior encontra-se preservado no núcleo das duas sinformas de orientação NW-SE (Vila Boa de Ousilhão e Parâmio-Baçal) *(Marques et al., 1996; Pereira, 2006)*, contudo, aponta que a sua distribuição nas duas é diferencial: na sinforma de Espinhosela–Baçal é composto maioritariamente por gnaisses e micaxistos com *boudins* de eclogitos, ortognaisses e granitoides *(Anthonioz, 1972; Meireles, 2000a in Meireles, 2013)*, enquanto que na sinforma de Vila Boa de Ousilhão, é dominam as litologias ígneas rochas básicas (anfibolitos, granulitos e gabros) e ultrabásicas, como os peridotitos *(Anthonioz, 1972; Meireles, 2000a)*. Assinala-se nesta sequência um carreamento de base que a separa superiormente do Complexo Ofiolítico, assim como diversas imbricações e acidentes inversos de ordem inferior que desencadearam duplicações estratigráficas. Passa-se de seguida a uma descrição das unidades assinaladas para esta sequência:

- Micaxistos de Lagoa – Unidade de carácter turbidítico onde dominam filitos listrados de tonalidade esverdeada e metasiltitos, intercalados com metaquartzovaques, tufitos e rochas calcossilicatadas *(Ribeiro et al., 1990; Pereira, 2000; Martínez Catalán et al., 2021)*, datada do Câmbrico Superior a Ordovícico Inferior com base em microfósseis descobertos por *Arenas et al. (1986)*, muito embora as idades isotópicas Sm/Nd e Rb/Sr obtidas sobre as intrusões máficas que afetam esta unidade apontem para o Câmbrico (≈ 500 Ma) *(Andrissen et al., 1993; Marques et al., 1995; Santos et al., 1997; Santos, 1998)*. Diversos autores *(e.g. Ribeiro et al., 1990; Robardet, 2000; Ribeiro et al., 2003;*

Martínez Catálan, 2019) assinalam que a equivalência paleogeográfica do Maciço Armoricano (possível zona de onde o Complexo Alóctone Superior se terá desenraizado) com a ZCI, esta sequência poderá corresponder ao Complexo Xisto-Grauváquico. Na unidade dos Micaxistos de Lagoa a deformação observável é atribuída por inteiro ao ciclo Varisco, manifestada por lineações de intersecção S_0/S_1 de direção variável, assim como uma xistosidade S1 de plano axial com blastese de biotite e granada tardi-D1, uma persistente lineação de estiramento 10°→ N20°W mimetizada por biotite acicular e uma ténue crenulação D2. O contacto entre os micaxistos e ortognaisses de Lagoa é discordante ou efetuado mediante uma falha normal prévia à exumação e instalação dos mantos de carreamento *(Ribeiro et al., 1990, Pereira, 2000)*.

- Ortognaisses ocelados de Lagoa – Em conjunto com os Micaxistos de Lagoa corresponderia à cobertura sedimentar (micaxistos) e à crosta granítica relativamente pouco profunda (ortognaisses) de um domínio crustal cuja parte inferior teria representação nas rochas catazonais subjacentes *(Ribeiro et al., 1990a; Pereira & Ribeiro, 1997)*. Os ortognaisses encontram-se fortemente milonitizados numa faixa métrica, com uma expressiva redução de grão *(Pereira, 2000)*, mas que apesar da intensa deformação e recristalização, preserva estrutura atribuível a um granito porfiroide. A afinidade dos Gnaisses de Lagoa com a crosta continental granítica é evidenciada ao nível da geoquímica de elementos traço do ortognaisse mostra similaridades aos granitos originados em ambiente anorogénico, pois corresponde a um metagranitóide peraluminoso de tendência calcoalcalina *(Ribeiro et al., 2015)*. Esta unidade denota um carácter metamórfico policíclico, inferido da relação geométrica no contacto com os diques máficos, onde estes cortam um *fabric* metamórfico ante-varisco no ortognaisse, ao passo que os diques máficos exibem somente deformação atribuída ao ciclo varisco, esta revelando-se igualmente polifásica, denotando apenas diferentes alinhamentos e fibrosidades minerais *(Ribeiro et al, 1990a)*. Os ortognaisses de Lagoa apresentam *fabric* de lineação e foliação semelhante aos Micaxistos de Lagoa, resultantes de D1, nomeadamente a xistosidade S1 e uma proeminente lineação de estiramento de NNW-SSE, destacando-se nos ortognaisses uma direção de cisalhamento para SSE, marcada por planos S-C e pelas caudas alongadas dos ocelos. *Dallmeyer & Tucker (1993)*, propõem uma idade isotópica U-Pb de ≈ 496 Ma, determinada a partir de zircões provenientes dos ortognaisses, ao passo que *Ribeiro et al. (1993a)* reinterpretam estes danos

e afirmam que esta idade apenas reflete a recristalização dos zircões coincidente com a intrusão dos filões máficos e não a cristalização primária a partir dos magmas graníticos já que esta idade desaprova as evidências de deformação pré-cambrica. *Ribeiro et al. (1993b)*, recorrendo a datações Sm-Nd em amostras dos filões máficos nos gnaisses e micaxistos de Lagoa, estipularam uma idade de 620 ± 36 Ma para a instalação dos filões, o que constituiria uma evidência de uma deformação pré-cambrica patente.

- Unidades de Vale da Porca, Caminho Velho e Vinhas - Sequência de crusta continental inferior, de alto grau de metamorfismo, que inclui uma ampla variedade de litologias tais como paragnaisses quartzo-feldespáticos, granulitos máficos blastomiloníticos e peridotitos com granada, dispostas segundo uma direção geral N35°W *(Pereira, 2000; Ribeiro et al., 2015)*. A Unidade de Caminho Velho inclui, ainda gabros coroníticos e gabros anfibolitizados, intrusivos, e, em prática, equivalentes plutónicos dos diques máficos intrusivos na crusta média e superior. *Albert et al. (2015)* apresentam uma idade deposicional máxima U-Pb de ≈ 510 Ma (Câmbrico médio) para zircões colhidos nos paragnaisses de alto grau metamórfico.

De um modo geral, é verificável em todas as unidades descritas, uma foliação S_n correspondente a deformação não coaxial enquanto resultante de um episódio de deformação ante-varisco, com metamorfismo progressivo HP/HT, preservado em protólito granulítico com granada, orto e clinopiroxena (Maciço de Morais) e, também, em nódulos eclogíticos (Maciço de Bragança). Esta foliação Sn é afetada por cortada por cisalhamentos com sentido de movimento do topo para W, e por dobras deitadas monoclinais, com eixos com orientação média para NW e NNW. Evidencia-se ainda uma notável lineação de intersecção, que sublinha igualmente uma lineação de alinhamento mineral subcoincidente, com sentido de transporte do topo para NW *(Ribeiro et al., 2015)*. O Complexo Alóctone Superior exibe assim um comportamento policíclico, evidenciada por uma *fabric* metamórfico ante-varisco nos Ortognaisses de Lagoa, cortados por diques máficos que apenas exibem deformação varisca da fase D1 expressa por uma forte lineação de estiramento mineral de rumo E-W, correspondente a uma blastomilonitização generalizada, em fácies granulítica, paralela à foliação composicional e formação de dobras de eixo curvo com charneira próximo de E-W, paralela à lineação de estiramento mineral e sentido de movimento do topo para W *(Marques et al, 1996)*.

2.1.4.3. Complexo Ofiolítico

Trata-se da sequência intermédia dos Complexos Alóctones do NW da Península Ibérica, encontrando-se particularmente bem representado no Maciço de Morais. Contam-se uma série de unidades tectoestratigráficas que exibem metamorfismo de elevada pressão, onde as principais litologias correspondem aos termos ultramáficos e máficos, que representam unidades puramente de crusta oceânica ou de transição entre crusta oceânica-continental adelgaçada, respetivamente, e que têm vindo a ser interpretados como ofiólitos *(Arenas et al., 1986; Dallmeyer et al., 1991; Ribeiro et al., 2015; Martínez Catalán et al., 2019, 2021)*. Segundo diversos autores *(e.g. Díaz García et al., 1999; Arenas et al. 2007; Martínez Catalán et al., 2007; Sánchez Martínez et al. 2007)*, podem ser reconhecidas duas unidades ofiolíticas principais nas sequências ofiolíticas do Maciço Hespérico, e que são correlacionáveis com outras sequências desta natureza no restante cinturão orogénico: uma unidade ofiolítica superior, do Devónico médio (≈ 395 Ma) *(Díaz García et al., 1999; Sánchez Martínez et al., 2011; Arenas et al., 2014)*, que representa a tipologia mais comum de ofiólitos da sutura varisca e que tem vindo a ser associado com as fases finais evolução do oceano Rheic, albergando rochas de natureza gabróica; uma unidade ofiolítica inferior, composta de rochas meta-igneas do Câmbrico superior (≈ 497 – 495 Ma) *(Arenas et al., 2007)* tais como *greenstones* e metapelitos, associados a raros ortognaisses félsicos, serpentinitos e cherts. Os complexos máficos desta unidade são interpretados como resultantes da dinâmica que afetou a margem mais externa de Gondwana no período entre o Câmbrico Inferior-Ordovícico. As unidades ofiolíticas encontram-se representadas no Maciço de Bragança e Morais, e onde neste último definem uma sequência particularmente bem preservada e completa de crosta oceânica contando da base para o topo com rochas ultramáficas (dunitos, harzburgitos e serpentinitos xistificados, *flaser* gabros anfibolitizados e cumulados máficos, complexos de dique em gabro e anfibolitos e diques deformados *(Pereira, 2000)*. De acordo com *Pereira (2000)* e *Ribeiro et al. (2015)* no Maciço de Morais a sequência de crusta oceânica encontra-se duplicada em duas unidades, separadas pelo carreamento intermédio de Limãos, e que evidenciam uma foliação penetrativa WNW-ESE materializada por lineações e mimetismos minerais e, que *Ribeiro (1974)* interpreta como representativa do sentido de cisalhamento para ESE:

- Unidade Inferior de Izeda-Remondes, que melhor preserva os termos inferiores (peridotitos) e superiores (anfibolitos) da sequência ofiolítica, separados entre si por falhas normais. Regista-se ainda a ocorrência de anfibolitos milonitizados, resultantes de processos de milonitização dinâmica pervasiva na fácies dos

xistos verdes, aos quais se seguiram retrogressão associada a deformação localizada desencadeada por zonas de cisalhamento tardias de direção oblíqua à foliação dos anfibolitos *(Pin et al., 2006)*.

- Unidade Superior de Morais-Talhinhas, que *Ribeiro et al. (1990)* considera corresponder a um conjunto imbricado de duas *nappes*, onde igualmente se encontra uma sequência ofiolítica completa, dominada por metaperidotitos acompanhados de termos mais gabroicos, aos quais se associam em menor representatividade anfibolitos e veios félsicos *(Pin et al., 2006)*. Os termos inferiores desta unidade, da fácies dos anfibolitos com granada, são representados essencialmente por peridotitos serpentinizados, e que se apresentam retrogradados para xistos verdes nas secções marginais ao carreamento de base, ao passo que os termos superiores apresenta um metamorfismo de fácies anfibolítica em transição para fácies granulítica.

Segundo *Ribeiro et al (2015)*, estas unidades representam uma duplicação da sequência ofiolítica, pelo que os termos petrográficos integrantes de cada unidade são de difícil distinção, a não ser pelas particularidades metamórficas apontadas. Contudo, *Pin et al. (2006)* demonstra que que as unidades de Izeda- Remondes e Morais-Talhinhas exibem diferenças assinaláveis em termos geoquímicos e geocronológicos. A deformação e metamorfismo do Complexo Ofiolitico são inteiramente atribuídas ao ciclo varisco, onde foram reconhecidas quatro fases de deformação *(Ribeiro, 1974; Ribeiro et al., 1990a; Pereira & Ribeiro, 1997)*. A fase D1 é aquela de maior expressão, gerando uma xistosidade sub-horizontal, contendo uma lineação de estiramento e/ou de alinhamentos minerais de direção aproximadamente E-W, e observando-se uma deformação muito acentuada junto aos planos basais de carreamento materializada por forte redução de grão, milonitização e retrogradação do metamorfismo para fácies de xistos verdes.

2.1.4.4. Complexo Alóctone Inferior

Em Trás-os-Montes, esta sequência de unidades integra várias unidades geológicas de expressão regional e outras, de definição sectorial, litosestratigraficamente dissociáveis à escala cartográfica, definidas no seu conjunto por Domínio Centro Transmontano por *Ribeiro (1974) (Figura 6)*. Encontra particular expressão nas áreas envolventes dos maciços de Morais e Bragança, segundo uma faixa de orientação N-S**,** sobrepondo-se às sequências do Complexo Parautóctone, das quais se encontra separada por um

carreamento de base, consistindo no seu conjunto a uma espessa sequência metassedimentar que inclui paragnaisses, xistos, filitos, xistos carbonáceos, quartzitos e rochas calco-silicatadas intruídas em vários eventos por rochas ígneas félsicas como granitos, granodioritos, tonalitos, uma série alcalina a peralcalina, assim como rochas básicas, associados a um episódio de *rifting* continental durante o Câmbrico superior-Ordovícico inferior *(van Calsteren et al., 1979; Martinez Catalán et al., 2021)*. Segundo *Martínez Catalán et al. (1996)*, estas unidades litoestratigráficas terão sido sujeitas a processos de subducção crustal por baixo do prisma acrecionário formado pelo Complexo Ofiolítico e pelo Complexo Alóctone Superior.

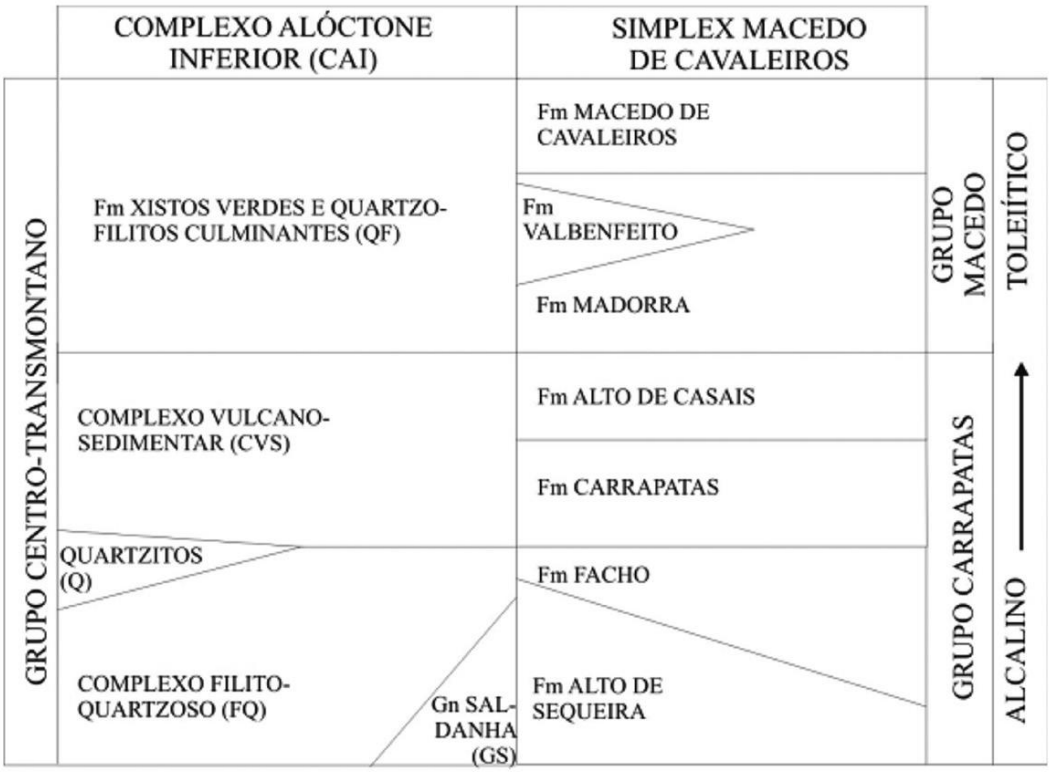


Figura 6 – Correlação entre as diferentes unidades litoestratigráficas assinaladas no Complexo Alóctone Inferior (retirado de *Ribeiro et al., 2015*).

Ribeiro et al (1990) e *Marques et al (1992)* consideram que as unidades litoestratigráficas e os episódios de vulcanismo pré-orogénico identificados não são correlacionáveis com o autóctone da ZCI ou mesmo com as unidades do Complexo Parautóctone, podendo, contudo, ser estabelecido esse paralelismo com o autóctone da Zona de Ossa Morena, sugerindo uma zona de raízes distal (*Díez Fernandez et al. (2010)* sugere o NE da parte ocidental do Cratão Africano), com uma evolução associada a um contexto de bacia *back-arc* a *retro-arc* e, cuja flecha de transporte

excederá os 200 Km. As idades U-Pb e Rb-Sr obtidas por diferentes autores *(Van Calsteren et al.,1979; García Garzón et al., 1981; Santos Zalduegui et al., 1995; Díez Fernández et al., 2012)* evidenciam eventos de pulsos magmáticos de ≈ 490 Ma para os granodioritos, ≈ 475 Ma para os granitos e 475 – 470 Ma para a série calco-alcalina. No Maciço Hespérico, a população de zircões mais antiga atribui a esta sequência uma idade Edicariana de aproximadamente 566 Ma *(Díez Fernández et al., 2010)*, embora no setor português *(Dias da Silva et al., 2016)* tenha obtido uma idade de 455 Ma em rochas de vulcanismo bimodal. *Abati & Dunning (2002)* propõem que a instalação do Alóctone Inferior por via de cavalgamentos terá ocorrido após os 346 Ma, como sugere a geocronologia U-Pb e Ar-Ar obtidos em migmatitos desenvolvidos durante a exumação, e que se encontra em conformidade com as idades apontadas por *van Calsteren et al. (1979)* e *Rodriguez et al. (2003)* para o início e fim do processo de subducção, à ≈ 380 Ma e ≈ 365 Ma respetivamente. A deformação varisca incutida pela fase D1 caracteriza-se pela geração de dobras de plano axial vertical a subvertical, com desenvolvimento de clivagem de plano axial, e charneiras curvas e que tendem a ficar paralelas uma forte lineação de estiramento que regista um sentido de cisalhamento para E e SE *(Ribeiro et al., 1990a)*. A fase D2 expressa-se pelo desenvolvimento de dobramentos com vergência para E *(Arenas et al., 1986)*, acompanhados do desenvolvimento de uma nova clivagem de crenulação que, em alguns locais, como na parte setentrional da banda de Malpica-Tui, chega a obliterar a S1. As fases D1 e D2 tem vindo a ser relacionadas com a instalação dos mantos de carreamento *(Ribeiro et al., 1990a)*. A terceira fase gera dobras verticais, com direção NW-SE *(Ribeiro, 1974)*. O metamorfismo patente nesta sequência é atribuído às fases mais iniciais da orogenia Varisca, correspondendo a um regime de elevadas pressões que terão sido na ordem de 1.5 – 1.7 GPa segundo uma direção de subdução dirigida para W *(Martinez Cátalan et al., 1995)*, e baixas a médias temperaturas, evidenciado pela presença de relíquias de eclogitos (que subsistiram a um evento mais tardio do tipo barroviano), ortognaisses com jadeíte e xistos azuis e que diversos autores *(e.g. Munhá et al., 1984; Schermerhorn and Kotsch, 1984; Gil Ibarguchi and Dallmeyer, 1991)* consideram ser o resultado de processos de subdução. Passa-se de seguida a uma descrição de base para topo das unidades reconhecidas no Complexo Alóctone Inferior:

- Gnaisses de Saldanha, que constituem o nível mais basal do Complexo Alóctone, vindo a ser integrados por *(Ribeiro & Ribeiro, 2004)* na Formação Filito-Quartzítica que lhe é suprajacente, e à qual passa de forma gradual em alguns setores. Segundo *Pereira (2000)* e *Ribeiro & Ribeiro (2004)* encontram-se representadas litologias derivadas por deformação e metamorfismo, de um tufo

e/ou pórfiro ácido com megacristais de quartzo opalescente e de feldspato potássico, por vezes, de grandes dimensões (> 10 cm) mais ou menos estirados, distribuídos numa matriz escassa a nula de quartzo e feldspato, micas brancas e biotite, e exibindo sempre uma foliação bem marcada. A base desta unidade encontra-se fortemente cataclasada, com forte redução de grão, em virtude da deformação intensa decorrente do acidente tangencial do contacto com o Complexo Parautóctone. *Ribeiro (1974)* assina importantes diferenças ao nível do tipo de contacto que esta unidade faz com a Formação Filito-Quartzítica, nomeadamente nos setores E e W dos Gnaisses de Saldanha: no lado E este contato é de natureza tectónica, atestado pela redução de grão e desaparecimento dos megacristais de feldspato; no setor W é observável uma transição, embora célere à unidade suprajacente, evidenciando um contato puramente estratigráfico correspondente a uma lacuna, materializado por alternâncias de porfiroides de grão fino (resultantes da emersão, erosão e redeposição dos produtos dos protólitos dos gnaisses), sob a forma de alternâncias de porfiroides de grão fino e níveis mais pelíticos, estes últimos aumentando de expressividade quanto mais se sobe para o topo da unidade. Em lâmina petrográfica são observáveis relíquias de cristais de granada, cuja ocorrência aponta para o que o pico metamórfico tenha ocorrido numa final de uma fase precoce relativamente a D2. A fase D3 encontra-se expressa sobre a forma de dobras com uma crenulação fina com desenvolvimento de clivagem associada, que se superimpõem à foliação.

- Formação Filito-Quartzítica, constituindo-se como uma sequência negativa de natureza siliciclástica, constituída de alternâncias centimétricas, que se inicia na base por filitos sericíticos, aos quais se sucedem filitos siliciososos e quartzofilitos, que passam progressivamente a litologias mais grosseiras a topo, como quartzitos xistoides, quartzitos de grão fino a médio, metagrauvaques e metaquartzovaques *(Pereira, 2000; Ribeiro & Ribeiro, 2004; Ribeiro et al., 2015)*. São identificáveis diversos diques de rochas vulcânicas básicas e ácidas, interestratificadas na unidade suprajacente, razão pelo que se postula que os diques corresponderiam a canais alimentadores de escoadas efusivas, características do vulcanismo existente na unidade imediatamente superior. Dado o seu conteúdo litoestratigráfico, correlacionável com o Ordovícico Superior das unidades autóctones, atribuiu à sequência uma idade provisória de transição entre o Ordovício e Silúrico *(Ribeiro et al., 1990)*. De acordo com *Ribeiro et al. (2015)*, em secção polida, as diferentes litologias desta unidade

exibem recristalização máxima em S2 varisca, nos casos em que esta xistosidade retranspõe S1. Porém, nos sectores ocidentais mais ocidentais, e onde ocorrem granitos, D3 origina arcos poligonais, apontando para recristalização igualmente durante esta nesta fase, sem que se verifique, contudo, desenvolvimento de xistosidade.

- Complexo Vulcano-Sedimentar, correspondente a um nível estratigráfico que encerra uma sequência materiais vulcânicos de natureza bastante diversificada, associada a sedimentos marinhos, e onde a representatividade de uns e outros varia de acordo com o setor considerado. O grau de variação de fácies é muito significativo, o que levou à necessidade de definição de sequências estratigráficas características para zonas restritas *(Ribeiro, 1974; Santos, 1998)*. Esta sequência inicia-se da base por uma unidade relativamente espessa de xistos clorito-sericíticos esverdeados, intercalados com rochas ígneas intrusivas e extrusivas básicas, hiperalcalinas a alcalinas (por vezes formando lentículas espessas). Desta unidade dá-se uma transição lateral para xistos borra de vinho, consequência da alteração hematítica decorrente da instalação de metavulcanitos que se encontram igualmente intercalados nesta unidade, para além de outras rochas ígneas como tufos, rioliticos porfiriticos e porfíricos que passam lateralmente a metavulcanitos intermédios, tufitos ácidos, assim como cherts hematiticos e liditos *(Pereira, 2000)*. A componente metassedimentar apresenta matrizes quer ricas de minerais filitosos, macios, quer muito siliciosos que dão lugar, superiormente, a xistos cinzentos-azulados muito siliciosos e passagens a xistos roxos hematíticos, praticamente em todos os níveis da sequência. Segundo *Ribeiro & Ribeiro (2004)* e *Ribeiro et al. (2015)*, no topo desta unidade podem ser observados com metacalcáreos cinzentos recifais e negros e níveis de liditos com fósseis de *Monograptus*. *Ribeiro (1974)* com base neste conteúdo fóssil atribuí uma idade do Silúrico).
- Formação de Macedo de Cavaleiros, uma sequência cuja nova terminologia *(Pereira, 2000)* substitui a antiga designação de Xistos Verdes e Quartzofilitos Culminantes atribuída por *Ribeiro (1974)*, correspondendo à unidade de topo do Domínio Centro-Transmontano. *Pereira (2000)* faz igualmente uma integração de unidades pertencentes unidades lito-estratigráficas definidas e com correspondência lateral a esta unidade, que se encontravam à parte na região de Macedo de Cavaleiros *(M. L. Ribeiro, 1986; 1991)*, nomeadamente as Formações do Alto da Sequeira, Facho, Carrapatas, Alto de Casais, Madorra e Complexo do Valbenfeito, pertencentes ao setor do Simplex de Macedo de

Cavaleiros, assim como as sequências do Duplex de Pombais. A sucessão litoestratigráfica incluí da base para topo base para o topo, filitos escuros de tom cinza a violeta, intercalados com xistos negros e siltitos, tufitos, esporádicas ocorrências de vulcanitos ácidos, assim como intercalações de dois níveis de lavas básicas: um nível inferior de geometria lenticular e um nível superior, contínuo e espesso. Ambos os níveis se encontram sobrepostos por filitos com laminações milimétricas de siltitos, aos quais se sucedem quartzofilitos e níveis lenticulares de quartzitos cinzentos imaturos *(Ribeiro et al., 2015)*. *Pereira (2000)* e *Ribeiro & Ribeiro (2004)* consideram as litologias desta sequência demonstram um aumento da contribuição terrígena, embora o vulcanismo básico se encontre ainda presente, e que *Ribeiro (1986)* estipula terem uma idade isotópica semelhante às lavas básicas do Complexo Ofiolítico, já que as que se encontram interestratificadas nesta formação revelam uma afinidade toléitica oceânica, própria de um regime de rift oceânico, tal como os presentes no Complexo Ofiolítico.

2.1.4.5. Domínio Parautóctone (Domínio Peritransmontano)

As unidades parautóctones, representam sequências estratigráficas que evidenciam correlações e afinidades paleogeográficas com as unidades autóctones da ZCI e zonas adjacentes *(Figura 7)*, embora se possam assinalar diferenças marcantes em relação à sua litoestratigrafia, nomeadamente a elevada diversidade litológica, a grande espessura que as camadas podem tomar, a existência de contatos tectónicos laterais e verticais e intercalações de vulcanitos ácidos *(Ribeiro 1998; Rodrigues, 2015)*. A sucessão metassedimentar parautóctone foi inicialmente estabelecida sob a designação de Domínio Peritransmontano *(Ribeiro, 1974; Iglesias et al, 1989)*, e modificada ligeiramente por *Pereira (2000)*, correspondendo a uma sequência de elevada espessura, bastante diversificada litologicamente, com protólitos siliciclásticos de granulometria maturidade textural e mineralógica muito diversas tais como filitos, metagrauvaques, quartzito, xistos grafitosos assim como vulcanitos e fácies particulares com importante componente ortoquímica, como chertes negros, afetados por metamorfismo de baixo grau na fácies dos xistos verdes (450°C; 6-7kb) *(Lécolle et al., 1981)*. No seu conjunto esta sequência encontra-se inserida no contexto da antiforma D2-D3 de Chaves-Miranda do Douro (ACMD). Em termos de idade, é considerada quase exclusivamente do Silúrico, muito embora a ausência de conteúdo fóssil e a complexa estruturação interna apresentem limitações às correlações com o Silúrico do

autóctone *(Rodrigues et al., 2015)*. Dados isotópicos U-Pb obtidos em vulcanitos que afetam o Parautóctone no setor de Cabo Ortegal, por *Valverde Vaquero et al. (2005)*, apontam uma idade ordovícica para estas rochas.

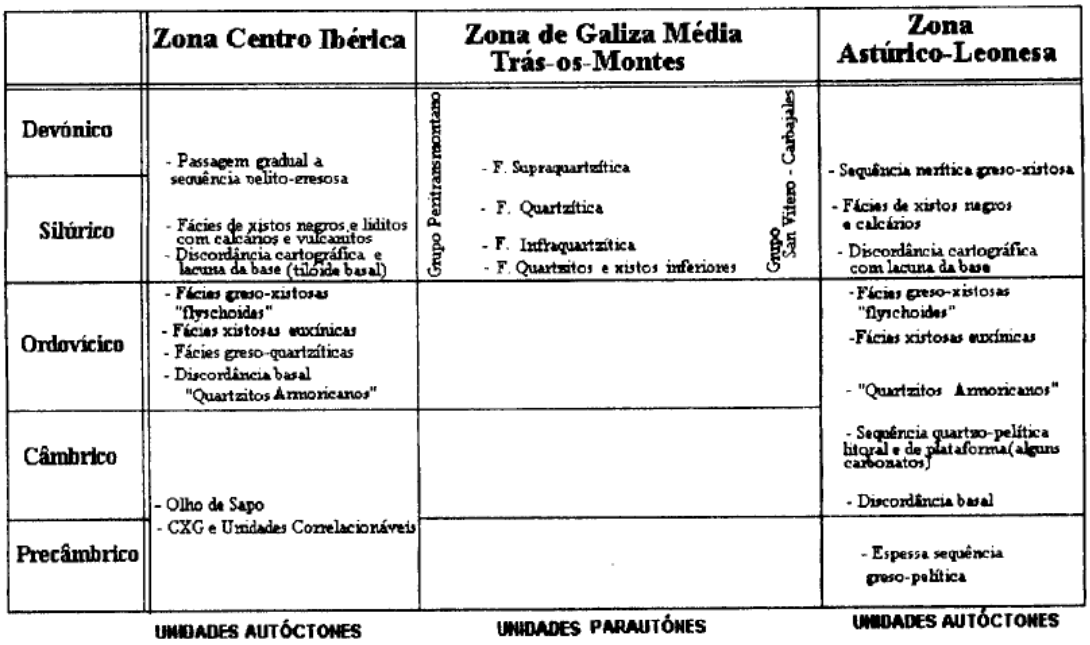


Figura 7 – Correlação das sequências litoestratigráficas das unidades parautóctones da ZGTM com o as unidades autóctones das zonas adjacentes (retirado de *Ribeiro, 1998*).

Uma das mais marcantes características litoestratigráficas desta sucessão diz respeito à recorrência da sucessão de fácies, de particular importância na comparação com os ciclos sedimentares de 1ª ordem, tal como podem ser definidos para as diversas zonas do Maciço Hespérico, e em particular na (ZCI). *Ribeiro (1974)* descreve uma sucessão de fácies quartzíticas e de xistos negros com liditos (Xistos Inferiores – PT1 e Grés Quartzítico Inferior – PT2), seguida de uma espessa unidade flyschóide (Complexo de Xistos Grauvaques e Psamitos – PT3), à qual se sucede uma outra sucessão fácies quartzíticas de base muito puras (Grés Quartzítico Superior – PT4), seguidas de xistos negros e liditos (Xistos Superiores – PT5), culminando, a topo, com uma nova unidade flyschóide (Xistos e Grauvaques Culminantes – PT6) *(Rodrigues et al., 2003, 2006, 2008, 2015) (Figura 8)*.

	A. Ribeiro (1974)		E. Pereira (2000) – Carta Geológica de Portugal (1:200 000), Folha 2	
	Domínio Peritransmontano	Caracterização litológica	Unidades Peritransmontanas	Caracterização litológica
Devónico	Xistos e Grauvaques Culminantes (PT6)	Sucessão monótona de alternâncias milimétricas de filitos e siltitos, grauvaques ou psamitos de grão fino.	Fm Xistos e Grauvaques Culminantes	Alternância milimétrica de metapelitos e metassiltitos e metaquartzovaques centimétricos
Silúrico	Xistos Superiores (PT5)	Xistos com intercalações milimétricas de siltitos e bancos centimétricos de psamitos; intercalações de liditos, ampelitos e tufos riolíticos porfiróides.	Fm Xistos Superiores	Xistos cinzentos siliciosos e carbonosos
	Grés Quartzítico Superior (PT4)	Bancadas de quartzitos com intercalações xistentas; ortoquartzitos maciços até quartzitos com matriz sericítica	Fm Quartzitos Superiores	Quartzitos xistóides e quartzofilitos com intercalações de quartzitos maciços
	Complexo de Xistos, Grauvaques e Psamitos (PT3)	Complexo espesso e monótono de filitos, grauvaques e psamitos; níveis de ampelitos e liditos para o topo	Fm Pelito-Grauváquica	Filitos cinzentos com intercalações de xistos negros, ampelitos e liditos; alternância de metapelitos, metapsamitos e metagrauvaques
	Grés Quartzítico Inferior (PT2)	Nível quartzítico lenticular com sobreposição de xistos com intercalações de liditos, ampelitos, tufos ácidos e rochas calcossilicatadas.	Fm Xistos Inferiores	Quartzitos e xistos negros com intercalações de ampelitos e liditos
	Xistos Inferiores (PT1)	Alternâncias centimétricas de filitos e filádios quartzosos, com algumas intercalações de psamitos finos		

Figura 8 – Unidades litostratigráficas do Domínio de Mantos Parautóctones (retirado de *Rodrigues et al., 2006*).

Rodrigues et al. (2003) fazendo recurso de dados estruturais e de cartografia geológica do NE de Portugal e de regiões adjacentes em Espanha, propõem uma subdivisão do Parautóctone em dois domínios, separados pelo carreamento, de grande extensão cartográfica, de Palheiros-Vila Flor. Esta proposta tem por base as especificidades estratigráficas e estruturais assinaladas por diversos autores *(e.g. Ribeiro, 1974; Pereira & Ribeiro, 1983; Pereira, 1987; Ribeiro et al., 1990; Meireles et al., 1995)*, dadas as geometrias típicas para os *thrust systems* patentes, e que nesta sequência varia desde mantos dobra (com flancos inversos de extensão quilométrica associados ou não a acidentes de movimentação inversa), típicos de zonas mais internas ao orógeno e afetando desde litologias de baixo grau metamórfico a materiais do soco, assim como complexos imbricados de carreamentos (conjunto de acidentes inversos com grau de movimentação variável associada, tendendo a apresentar em perfil um traçado assimétrico em profundidade até coalescerem num acidente único, sendo também

designado por *sole thrust*) *(Boyer & Elliot, 1982)*. A estruturação do Parautóctone tem sido descrita como resultado da atuação de três fases principais de deformação que ocorrem sequencialmente na cadeia orogénica Varisca *(Ribeiro, 1974; Dallmeyer et. al, 1977)* às quais se sucede uma fase tardi-Varisca, apesar de *Ribeiro et al. (1990)* apontarem a fase D2 como a responsável pelo transporte e instalação dos mantos Parautóctones. A primeira e principal fase de deformação Varisca (D1) corresponde em traços gerais à inversão de um regime tectónico extensivo para um regime compressivo, que se terá ocorrido no Devónico inferior *(Dias & Ribeiro, 1995)*, reconhecendo-se desta fase dobras deitadas e dobras em bainha com foliação S1 sub-horizontal associada e uma direção de estiramento de direção geral NW-SE. A fase D2 foi responsável pela geração de cisalhamentos dúcteis e carreamentos acompanhados por S2 horizontal e uma direção de estiramento com sentido N-S. A fase D3 encontra-se representada por dobras verticais muito amplas com clivagem de crenulação S3. Em alguns locais (e.g. Serra de Santa Comba) esta última fase encontra-se bem expressa, indicando um sentido de transporte para SE *(Ribeiro et al., 1990; Santos, 1998)*. Segundo *Ribeiro (1998)* a estruturação varisca foi acompanhada de por um metamorfismo regional de baixo a médio grau do tipo Barroviano, que evoluiu para metamorfismo de baixa pressão, verificando-se que em Trás-os-Montes oriental o metamorfismo não ultrapassa a fácies dos xistos verdes, muito embora nos setores mais ocidentais é sobreposto por um metamorfismo com andaluzite-silimanite, posterior à instalação dos mantos *(Iglésias et al., 1983)*.

Na *Figura 9* pode ser observada a coluna estratigráfica do Domínio Parautóctone no setor de Murça, onde se encontra particularmente bem representado *(Rodriguez et al., 2005)*. A proposta de *Rodrigues et al. (2003)* considera assim:

O Domínio Parautóctone Superior, uma sequência em situação interna ao orógeno, onde o estilo de arranjo interno dominante corresponde ao empilhamento de pelo menos dois mantos dobra de geometria isoclinal da fase D1, desenraizados e com anticlinais recumbentes vergentes para os quadrantes orientais, e que podem atingir mais de 10 Km de extensão (e.g. manto dobra da Garraia – Santa Comba), e com planos axiais paralelos ao carreamento basal deste domínio *(Pereira, 2000)*. *Ribeiro (1974)* aponta uma idade silúrico-devónica para esta unidade. Segundo *Rodrigues et al. (2002, 2006, 2008)* podem ser definidas da base para o topo da sequência quatro unidades:

- Formação dos Filitos Cinzentos, em substituição por reinterpretação regional da anterior denominação de Formação Pelítico-Grauváquica, consistindo de filitos de tom acinzentado, de granulometria fina, com raras intercalações de

metavulcanitos ácidos de natureza riolítica a dacíticas, por vezes contendo relíquias que exibem uma textura porfirítica, ocasionalmente milonitizados junto a acidentes tangenciais, e aos quais se associam esporadicamente grauvaques feldspáticos;

- Formação dos Quartzitos Superiores, dominada por litologias de elevada maturidade textural e mineralógica, tais como quartzitos maciços com evidentes estratificações intercruzadas, aos longo das quais se dá a laminação dos mesmos. Associados aos quartzitos podem ser encontradas níveis intercalados de quartzitos xistosos, os quais exibem eles próprios intercalações conglomeráticas. *Pereira (2000)* refere que o conteúdo paleontológico se restringe à existência de alguns icnofósseis (bilobites), pelo que esta unidade é datada da base do Silúrico considerando a sua posição estratigráfica inferior à Formação dos Xistos Superiores;
- Formação dos Xistos Superiores, representada por filitos com elevados teores em matéria orgânica, derivados de materiais pelíticos de granulometria fina, aos quais se associam frequentes intercalações de chertes negros. Foram identificados fósseis de graptólitos fracamente preservados que permitiram atribuir-lhe uma idade do Landoveriano *(Pereira, 2000)*;
- Formação dos Xistos Inferiores, semelhante à Formação dos Xistos superiores;
- Formação dos Xistos e Grauvaques Culminantes, uma sucessão bastante monótona de filitos com finas intercalações de metagrauvaques e siltitos, sem conteúdo paleontológico, pelo que lhe é atribuída uma idade posterior ao Landoveriano médio a superior com base na sua posição estratigráfica, muito embora *Ribeiro (1974)* lhe atribua uma idade do Devónico, tendo em conta o carácter flyschóide desta unidade;

O Domínio Parautóctone Inferior, definida primordialmente por *Meireles et al. (1995)*, como um conjunto de unidades aflorantes a NE de Bragança e alargada a outras unidades do NE de Portugal, caracterizada por um complexo imbricado de escamas de carreamento, afetadas por acidentes de movimentação inversa nunca ante-silúrica, que promoveram a duplicação estratigráfica da sequência. Apesar da ocorrência de acidentes tangencias de 2ª ordem neste domínio, são reconhecidas duas unidades:

- Formação dos Xistos Inferiores, identificada por *Ribeiro (1974)*, assentando diretamente sobre o MTMT, que em alguns setores (e.g. Murça) se encontra exposto, correspondendo a uma fina faixa de 1-10cm de materiais cataclasados *(Ribeiro et al., 1990; Rodriguez et al., 2005)*. Corresponde a uma unidade

maioritariamente composta de siltitos e filitos negros intercalados com níveis de quartzitos e chertes negros, exibindo uma distinta deformação basal num nível quartzítico *(Rodriguez et al., 2005)*. *Ribeiro (1974)* com base na descoberta de um graptolídeo mal conservado que sugere uma idade possível do Landoveriano médio a superior;

- Formação de Curros, representada essencialmente por uma sequência monótona de níveis milimétricos de filitos de tonalidade esverdeada e metapsamitos imaturos, e onde *Ribeiro (1998)* identificou uma anomalia geoquímica nos elementos Sc, V, Cr, Co e Ni, com afinidades a fontes básicas. *Pereira (2000)* considerando as correlações litológicas regionais entre a Formação dos Xistos Superiores e a Formação de Curros, atribuí-lhes idades do Silúrico e Devónico respetivamente, embora o autor afirme que as existências de múltiplos acidentes tangenciais tornam a interpretação cronológica difícil nesta unidade.

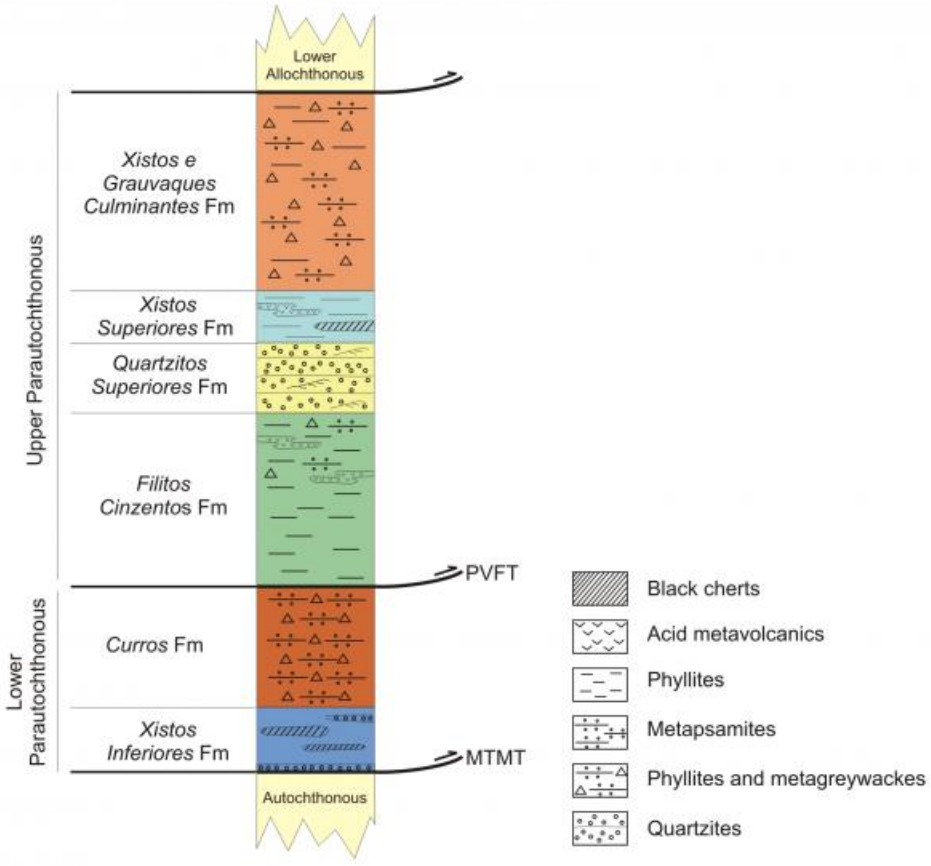


Figura 9 – Coluna litoestratigráfica do Domínio Parautóctone (retirado de *Rodriguez et al. 2005*).

2.1.5. Estrutura e Metamorfismo

O resultado da colisão Varisca caracteriza a Zona Galiza Trás-os-Montes e traduz-se, como foi já referido, por um empilhamento de unidades tectono-estratigráficas, delimitadas entre si por acidentes de cinemática tangencial, e que terão sido transportadas sobre a margem continental de Gondwana, numa flecha de recobrimento na ordem das centenas de quilómetros *(e.g. Ribeiro et al, 1964; Iglésias et al, 1983)*. Neste processo, foram arrastando, na base e à frente, o Complexo Parautóctone, constituído por sequências sedimentares com idade estimadas entre o Ordovícico superior e Devónico inferior, e representam as sequências sedimentares que se sucediam à margem continental Ibérica, provavelmente situadas na transição da Zona de Ossa-Morena para a Zona Centro-Ibérica *(Arenas et al., 1986; Farias et al, 1987)*. Como fora visto, existem dificuldades impostas à datação e correlação das diferentes fases de deformação nas unidades tectono-estratigráficas do Maciço Hespérico, dada a insuficiência de dados e o diacronismo das fases de deformação, a interpretação do seu significado cinemático e geodinâmico é limitado, existindo, contudo, algum consenso relativamente à correlação de fases nas diferentes zonas tectono-estratigráficas *(Figura 10)*.

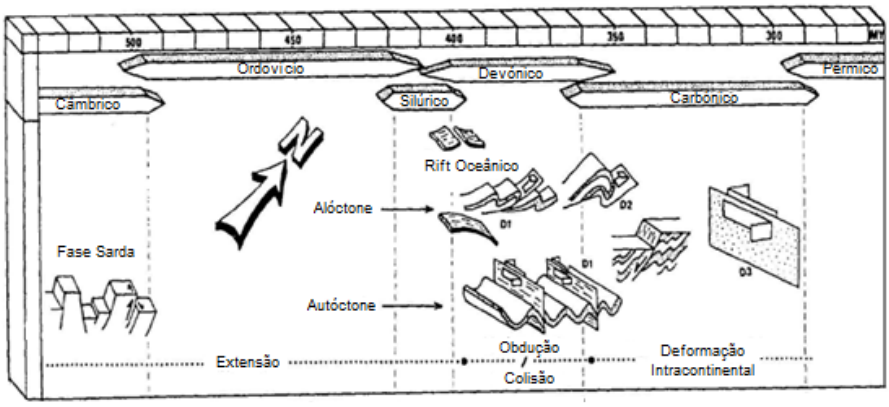


Figura 10 – Esquema conceptual da correlação das fases de deformação varisca no setor NE de Portugal (adaptado de *Dias, 1994*).

Na Zona Galiza Trás-os-Montes considera-se que à semelhança das restantes unidades do Maciço Hespérico, a estruturação observada é, como já referimos, decorrente das três fases de deformação dúctil Varisca (D1, D2, D3) e de fases mais tardias de fracturação *(Ribeiro, 1974; Dias & Ribeiro., 1994)*. A fase D1 foi responsável pela geração de dobramentos dobras com orientações e vergências distintas em função de

se tratar das sequências dos Complexos Alóctones ou Parautóctone, mas que exibem uma persistente orientação NW-SE, com planos axiais vergentes para SE e desenvolvimento de clivagem de plano axial (S1) *(Ribeiro et al., 1980)*. A fase D2 encontra-se bem representada nos terrenos alóctones e parautóctones, em decorrência de D1, segundo estilo e cronologia pouco distantes, caracterizando-se por um incremento das vergências para SE, com desenvolvimento de dobras deitadas de flanco inverso curto e uma clivagem S2 que retranspõe completamente S1, particularmente nas situações de maior proximidade aos acidentes tangenciais *(Ribeiro et al., 1980; Dias & Ribeiro., 1994)*. A fase D3 encontra igualmente boa expressão, quer no Alóctone quer no Parautóctone, que exibem dobras largas e de pequena amplitude de direção geral NW-SE, com planos axiais verticais a subverticais e uma foliação cuja penetratividade é dependente de anisotropias ou foliações pré-existentes *(Ribeiro et al., 1980)*. No seu final a fase D3 implicou o desenvolvimento de zonas de cisalhamento dúcteis de movimentação esquerda e direita. As fases tardias, encontram-se representadas pelo desenvolvimento de sistemas conjugados de fraturas, reconhecidas por *Ribeiro (1974)*, *Ribeiro et al. (1979)* e *Pereira et al. (1984, 1993)*: o principal com direção NNE-SSW com movimentação esquerda e o conjugado com direção NNW-SSE com movimentação direita. Estes episódios de fracturação são responsáveis pelo controlo da instalação de maciços graníticos pós-D3 ou pós-tectónicos *(Arthaud & Matte 1975)*. A ocorrência de magmatismo diacrónico com os eventos orogénicos desempenhou um papel de relevância na evolução térmica e metamórfica do orógeno varisco, levando desenvolvimento do metamorfismo de baixa pressão. De acordo com *Ugidos (1990)*, a subida inicial das isotérmicas foi causada pelo relaxamento termal subsequente ao espessamento crustal, resultante da fase colisional e da instalação dos mantos alóctones, sendo mais tarde acentuada pela instalação dos magmas graníticos a níveis estruturais superiores e seu percurso ascendente. Este aumento de temperatura, que acompanhou o metamorfismo barroviano na fácies dos xistos verdes, e cujo pico terá sido atingido durante D2 *(Noronha et al., 1979; Ribeiro et al., 1980)* ocorreu em condições isobáricas, gerando em diversos setores associações mineralógicas do tipo biotite-estaurolite-andaluzite, e que definem isógradas geralmente paralelas aos maciços graníticos sin-D3. Para além especificidade dos complexos polimetamórficos com fácies variadas, desde a granulítica até à dos xistos verdes, assinala-se ainda a presença localizada de relíquias de metamorfismo de alta pressão em unidades do alóctone inferior de Trás-os-Montes Oriental, possivelmente atingida durante a 2ª fase de deformação *(Floor, 1966; Ribeiro, 1976; Munhá et al., 1984; Schermerhorn & Kotsch, 1984)*.

2.1.6. Magmatismo Varisco

Na ZGTM assim como na ZCI, as rochas granitoides variscas são assinaladas em abundante expressão. Os granitoides encontrando-se geralmente distribuídos segundo alinhamentos bem definidos e normalmente com uma instalação condicionada por estruturas geológicas regionais pré-existentes, nomeadamente zonas de cisalhamento quer em falhas *(Figura 11)*. Tal situação não se regista no setor NE de Trás-os-Montes, onde o espessamento crustal, induzido pelo empilhamento de mantos de carreamento parautóctones e alóctones, inibiu em certa escala a instalação de rochas granitoides e /ou o seu afloramento *(Ribeiro et al., 1980; Pereira, 2000)*. Os granitoides hercinicos apresentam elevada variabilidade composicional, podendo ser aluminopotássicas a calcoalcalinas e subalcalinas, que revelam especialização metalogénica muito diversificada, podendo encontrar-se, espacialmente relacionadas com este magmatismo *(Ferreira et al., 1987)*. Outras classificações como as de *Capdevila & Floor (1970)* e *Capdevila et al. (1973)*, consideram critérios geoquímicos e petrográficos, distinguindo: *(i)* os granitóides de duas micas, intimamente relacionados com migmatitos e rochas metamórficas de alto grau, e *(ii)* granodioritos e granitos biotíticos calcoalcalinos), frequentemente associados a rochas ígneas máficas e intermédias. *Schermerhorn (1956) e Oen (1958, 1970)* atribuem aos mesmos granitoides a classificação de classificam os mesmos granitoides como mais antigos (*Older*) e mais recentes (*Younger*) primeiro grupo é representado por maciços graníticos mesozonais, concordantes com a estruturação regional, ocorrendo habitualmente em núcleos de antiformas D3, e o segundo grupo consistindo em complexos intrusivos zonados, alóctones, epizonais, discordantes em relação aos granitos mais antigos e às estruturas regionais. Segundo *Nogueira (1997)*, a presença/ausência de *fabric* de deformação e/ou magmático compatível com uma determinada fase é o principal critério que indica o seu posicionamento numa classificação.

Em termos da sua distribuição espacial, observa-se que granitos sin-D3, sin- a tardi-D3, tardi-D3 e tardi- a pós- D3 materializam a sua direção de instalação, de modo geral NW-SE, segundo aquela que se considera ser a virgação das estruturas variscas. Por sua vez, os granitos pós-D3 apresentam uma direção de instalação variável de NNE- SSW a NE-SW, permitindo inferir um processo de instalação granitos maioritariamente controlada por estruturas frágeis esquerdas *(Ribeiro et al., 1980)*. Segundo os estudos de geocronologia de Azevedo & Valle Aguado (2013) são demarcáveis dois grandes ciclos de magmatismo varisco, um associado à instalação dos granitoides sin-D3 (≈ 320 – 310 Ma), e outro à instalação dos granitoides tardi a pós-D3 (≈ 310 – 290 Ma)

Segundo a classificação de *Ferreira et al. (1987) (Tabela 1)*, na ZGTM podem ser observados:

GRANITOS		
Pré-orogénicos		
Sin-orogénicos	ante-F_3	granitos de 2 micas ou biotíticos com restitos
	Sin-F_3	granitoides biotíticos com plagioclase cálcica e seus derivados
		granitos de 2 micas ou biotíticos com restitos
Tardi a pós-orogénicos (biotíticos com plagioclase cálcica)		

Tabela 1 – Classificação dos granitoides hercínicos (adaptado de *Ferreira et al., 1987*).

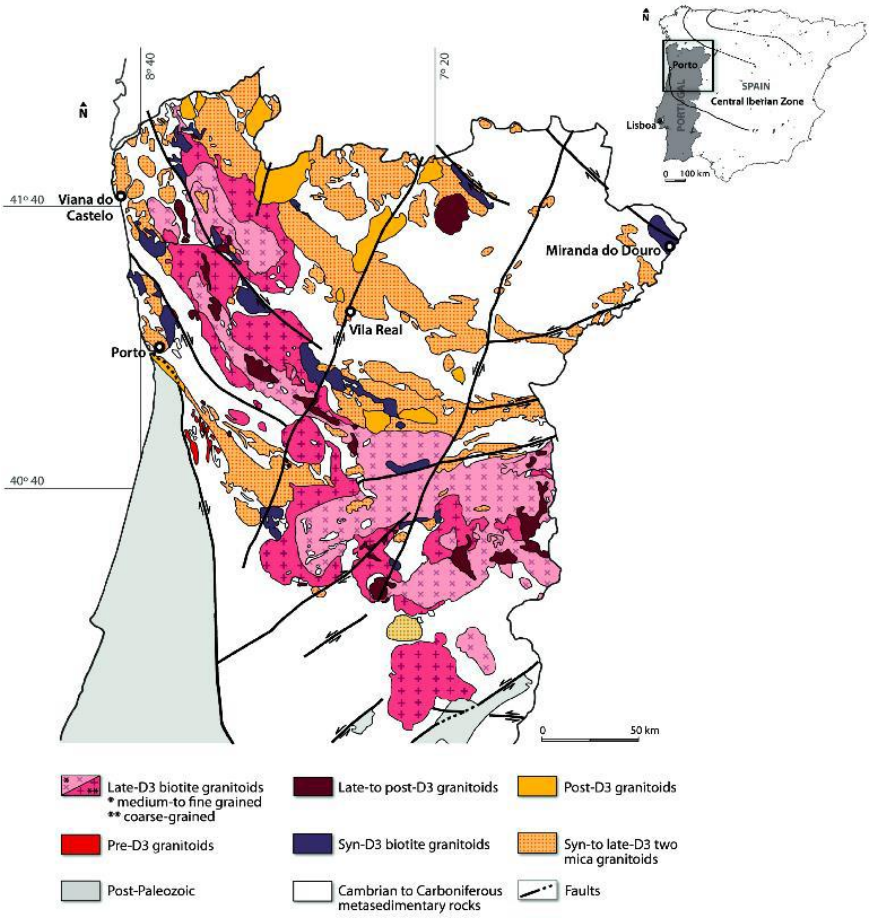


Figura 11 – Distribuição dos granitoides nas ZGTM e ZCI e (adaptado de *Ferreira et al., 1987*).

O magmatismo na ZGTM é dominado pela presença de granitoides, do tipo S e do tipo I, instalados entre os 340 – 280 Ma, destacando-se ainda discretas intrusões pré-orogénicas são principalmente granitoides biotíticos e gabros instalados à ≈ 460 a 480

Ma *(Gárzon et al., 1981; Kuijper et al., 1982)*, sendo as principais exceções o ortognaisse de Miranda do Douro, de idade cadomiana de ≈ 618 ± 9 Ma *(Lancelot et al., 1985)*, e a ocorrência de vulcanitos de ácidos na base do Ordovícico, da Serra do Marão *(Coke et al., 1995)*. No período tardi-varisco faz-se referência a intrusões de granitos calco-alcalinos, assim como episódios de vulcanismo pós-orogénico *(Ugidos, 1990)*.
Sob o ponto de vista geoquímico pode considerar-se a seguinte classificação:

- Granitos peraluminosos (A/CNK [molecular $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$] ≥ 1.1) de duas micas, sin-D3 ou sinorogénicos ou sincinemáticos do tipo S, resultantes da fusão de metassedimentos e ortognaisses da crusta média, produzindo melts de composição monzogranítica, e que se instalaram durante e após o desenvolvimento das fases de deformação tectónica do orógeno. Constituem extensos complexos batolíticos, que incluem a maior parte dos granitos e leucogranitos peraluminosos de duas micas e, com menor expressividade, alguns corpos de granodioritos e granitos biotíticos. Encontram-se associados, frequentemente, a aplitos e pegmatitos, por vezes mineralizados em Sn e Sn(W) e são na sua grande maioria rochas evoluídas, leucocratas, dominantemente moscovíticas, e que exibem altos teores valores altos de SiO_2 (71-75%), e alcalis com K_2O+Na_2O (6,69–9,26) e em geral baixos teores em Fe_2O_3t, assim como valores geralmente altos de Rb, Sn, Li e F, e mais baixos de Ba e Sr, sugerindo o carácter diferenciado destes granitos *(Pereira, 2000)*. Os maciços correspondentes a estes granitos orientam-se segundo alinhamentos paralelos correspondentes aos definidos pelas antiformas de D3 de orientação geral NE-SW: (e.g. Antiformas de Chaves-Miranda do Douro, Cabeceiras de Basto - Vila Real - Moncorvo (Serras da Cabreira e Alvão), das serras do Barroso e Padrela e serra do Larouco). Segundo *Martínez-Catalán et al. (2021)*, esta tipologia de rochas granitoides apresenta deformação desenvolvida durante a sua instalação durante o período extensional e em zonas de cisalhamento dúctil, à aproximadamente 310–305 Ma. *Neiva (2002*) afirma que muitos granitos deste grupo são *tin bearing granites*, dada a integração preferencial do do Sn na moscovite face à biotite, contendo até 18–100 ppm de Sn e 3–9 ppm de W, pelo que as mineralizações estaníferas são mais recorrentemente associadas aos granitos de duas micas sincinemáticos *(Thadeu, 1974; Noronha, 2017)*.
- Granodioritos e granitos biotíticos de idades sin, tardi a pós-D3, que apresentam características de tipo I ou do tipo transicional I-S, com uma origem mais profunda, formados por anatexia de materiais da crusta inferior *(Villaseca et al., 1998b)*, ou por hibridização entre *melts* félsicos crustais e magmas máficos

mantélicos *(Beetsma, 1995; Dias, 2001; Azevedo et al., 2005)*. Ocorrem sobretudo em maciços compósitos zonados, com diferentes fácies que que transitam entre si gradualmente, e que diferem principalmente nas percentagens de moscovite relativamente a biotite *(Ferreira et al., 1987; Pereira 2000)*. A intrusão destes maciços levou ao desenvolvimento de auréolas de metamorfismo de contacto nas rochas encaixantes, que em diversos setores se encontram representadas pelas associações mineralógicas do tipo biotite-estaurolite-andaluzite *(Ribeiro, 1998)*. Representam-se maioritariamente por granodioritos e granitos biotíticos, não deformados, de tendência metaluminosa a peraluminosa (A/CNK = 0.98–1.10), e às quais se associam frequentemente rochas de composição básica a intermédia. Neste grupo de granitoides incluem-se igualmente intrusões de granitos biotítico-moscovíticos e de duas micas, os quais podem ser tardi ou pós-D3 *(Ferreira et al., 1987; Neiva, 2002; Azevedo & Valle Aguado, 2013)*. Distinguem-se macroscopicamente do grupo de granitoides de duas micas sin-D3 pela sua aparência menos leucocrática. Segundo *Pereira (2000)*, em termos químicos estes granitoides exibem altos valores de valores de SiO_2 altos (70–75%), e alcalis, com K_2O+Na_2O (6,75–10,44) e em geral baixos teores em Fe_2O_3t, MgO e CaO, onde de forma semelhante aos granitos de duas micas sin-D3, demonstram-se granitos diferenciados, com os termos moscovíticos a corresponderem aos granitos mais evoluídos. Este grupo de rochas granitoides apresenta uma idade sugerida de 310–385 Ma *(Gutiérrez-Alonso et al., 2011)*. Diferentes autores *(Ribeiro & Pereira, 1982; Pereira et al., 1993; Neiva, 2002, 2008; Noronha et al., 2015)* relatam este grupo de granitoides como o mais comummente associado a mineralizações hidrotermais de W, podendo ocorrer Sn em menor representatividade.

2.1.7. Mineralizações de Sn e W

Como fora já referido, os eventos tectónicos associados à fase D3 da orogenia Varisca, foram fortemente marcados por dobramentos e desenvolvimento de zonas de cisalhamento que controlaram a instalação de rochas granitoides de anatexia crustal e híbridas, geradas em consequência do espessamento crustal, desencadeado por um evento de alta temperatura relacionado com a instalação dos terrenos alóctones, em consequência da obducção de lâminas ofiolíticas, com um pico térmico atingido entre os 340 Ma e os 325 Ma. *(Noronha et al., 1981; Ortega & Ibarguchi, 1990)*. Durante este período, as condições atingidas foram favoráveis do ponto de vista de atividade

hidrotermal, envolvendo diferentes fontes de fluidos em condições de P-T cada vez mais baixas, alimentando estes sistemas durante um longo período de tempo, alguns deles com elevada importância metalogénica. *Noronha et al. (2015)*, afirmam, contudo, que processos como miscibilidade/imiscibilidade de fluidos bem com as reações químicas entre fluidos e rochas encaixantes têm um papel preponderante. Ressalvam ainda a importância da avaliação de todos estes fatores na distinção da transição magmático-hidrotermal, que decorre geralmente de forma descontínua e com um papel fulcral na concentração de vários elementos com interesse económico, tal como o Sn e W. Tais conclusões são demarcáveis por outros autores como *Derré et al. (1982)* que apontam processos hidrotermais e metassomáticos tais como a microclinização, albitização e moscovitização como importantes para o enriquecimento dos filões em elementos como o Fe, Sn, W e F. *Noronha et al. (2015)* afirmam que as rochas granitoides variscas do N de Portugal, apresentam teores relativamente baixos de W, raramente excedendo os 7 ppm, verificando-se o oposto para o Sn, com alguns granitos excedendo os 30 ppm (e.g. 72 ppm para o granito de Ervedosa *(Gomes & Neiva, 2002)*). Segundo estes autores e outros *(e.g. Derré et al., 1982; Neiva, 1984, 2002, 2008)*, se para o caso do Sn os processos de diferenciação magmática e de alteração tardi a pós magmática são suficientes para justificar as mineralizações, para o caso do W, existe a necessidade da participação de fluidos hidrotermais promotores de acréscimo do teor em metais. A fonte dos metais é assim uma outra questão ainda hoje debatida, propondo-se, como já acima referido, ser resultante de processos que vão desde a diferenciação magmática com concentração do Sn e W sobre a forma de óxidos nas fases silicatadas (dada a sua tendência oxífilia), a uma proposta que passa pela existência de crusta especializada em alguns nestes elementos, explicando a sua concentração anómala, e onde a diferenciação magmática age como um integrante de um conjunto de processos geológicos favoráveis à geração de jazigos minerais *(Neiva, 1944b; Cerveira, 1952; Ribeiro & Pereira, 1982; Hedenquist & Lownstern, 1994)*. O papel dos estudos de inclusões fluídas neste campo tem demonstrado que efetivamente os processos mineralizantes não são monogenéticos, como demonstram *Mateus & Noronha (2010)*, que identificam diferentes fluídos intervenientes em várias mineralizações de Sn, W e Li associadas espacialmente a granitos, e que descrevem uma série de eventos de circulação. Estes autores definem estes fluídos, quanto à origem, como correspondentes a misturas, em diferentes proporções, de soluções aquosas de origem metamórfica, magmática e meteórica, podendo esta última apresentar modificações assinaláveis em consequência da interação direta e persistente entre o fluido e o meio rochoso. Estas conclusões estão de acordo com os dados em isótopos estáveis de

Taylor (1979), que evidenciam uma predominância de águas meteóricas como os mais intervenientes na grande variedade de depósitos hidrotermais, sendo os metais lixiviados das rochas encaixantes e reprecipitados. No entanto, *Norton (1982)* assinala que os fluídos de origem magmática se encontram também representados, muito embora a sua assinatura seja ténue ou se encontre mascarada pelo influxo destas águas meteóricas.

O papel das rochas granitoides no contexto das mineralizações parece assim assumir diferentes facetas, podendo corresponder à fonte dos fluídos portadores dos metais, ou como responsáveis pela cedência da energia térmica alimentadora das células convectivas dos sistemas hidrotermais durante espaços de tempo na escala dos milhares de anos *(Hedenquist & Lownstern, 1994)*.

As relações genéticas entre o magmatismo ácido varisco e as diversas mineralizações de Sn-W, é também posto em evidencia na exclusivamente da distribuição das últimas em faixas ou alinhamentos que seguem a orientação geral das estruturas variscas regionais, nomeadamente faixas de cisalhamento frágil-dúcteis D3 ou desligamentos tardi-variscos, seguindo o igual comportamento de distribuição das rochas granitoides *(Figura 12)*. A existência destes eixos de mineralização no território português é desde há muito reconhecida *(Neiva, 1944; Carvalho, 1974)*, e que diferentes autores atribuem como resultante da interação de diversos tipos de controlos, nomeadamente os paleogeográficos, os petrológicos e os estruturais *(Thadeu, 1973; Ribeiro & Pereira, 1982; Derré et al., 1982)*.

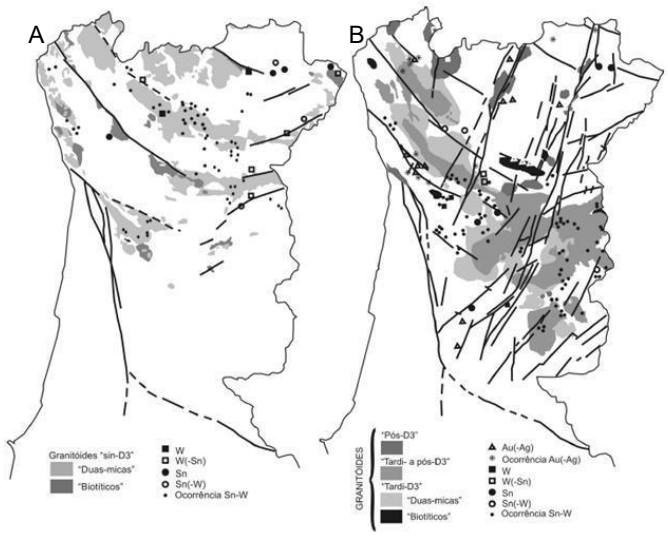


Figura 12 – Mapas de distribuição das mineralizações de W, Sn e Au na ZCI e ZGTM e a sua relação espacial com os granitoides e zonas de cisalhamento sin-D3 (A) e com os granitoides tardi- a pós-D3 e zonas de cisalhamento tardi-variscos (B) (adaptado de *Mateus e Noronha, 2010*).

De acordo com *Pereira e Ribeiro (1982)*, para a explicação destas ocorrências, os controles paleogeográficos dizem respeito à possibilidade da existência de vulcanismo pré-orogénico do período do Silúrico, que possa ter sido acompanhado de pré-concentrações de Sn e W, quer por contribuição mantélica quer por remobilização de concentrações pré-existentes destes metais (*paleo-placers*) no soco pré-Cambrico. Esta hipótese tem por base alguns exemplos de evidências em jazigos cuja presença de scheelite deformada em níveis de rochas calco-silicatadas, por vezes com presença de vulcanitos ácidos e básicos, e onde os granitos espacialmente associados são mais tardios à mineralização. São exemplo disto os jazigos da Borralha, as ocorrências de Telões-Amarante, Cravezes, Cedães, Valdarcas e Montesinho. No entanto, estas ocorrências são pouco expressivas, para além de que as propriedades físico-químicas do Sn e W propiciariam a existência de pré-concentrações sobretudo para o Sn, não podendo ser tão facilmente adaptável ao W *(Pereira e Ribeiro, 1982)*. Num estudo comparativo entre as mineralizações de Sn-W e respetivos granitóides associados nas regiões de Viseu e Trás-os-Montes, *Derré et al. (1982)* afirmam que os metassedimentos encaixantes dos granitos e mineralizações não apresentam teores apreciáveis dos dois metais que possam explicar as ocorrências hidrotermais.

Por outro lado existem os controles petrológicos, encontram-se intimamente associados às duas séries de rochas granitoides variscas, que denotam a evolução tectónica do orógeno: granitos sin-D3, associados a contextos metamórficos, e resultantes do espessamento crustal e fusão de materiais metapelíticos da crusta média, gerados a níveis crustais correspondentes à transição dúctil-frágil (≈ 13–14 km), sob 500–550°C e 3–3,5 kbar, e instalados ao longo de zonas de cisalhamento desenvolvidas durante este período, sendo este o grupo de granitoides com maior afinidade ao Sn. As estruturas filonianas satélites a estes granitos organizam-se de modo o modo semelhante à forma como se processa a partição local da deformação síncrona dos dobramentos e cisalhamentos D3; segue-se adelgaçamento crustal e descompressão do orógeno, expresso por um magmatismo que produziu granitoides basicrustais que denotam a fusão incompleta de materiais mantélicos, posicionados acima da transição dúctil-frágil a profundidades sucessivamente mais superficiais, como denotam corpos mais tardios com uma profundidade que pode ser da ordem 4–5 km. Este tipo de granitos mostra com maior afinidade ao W. A geometria da distribuição dos sistemas filonianos em torno destes granitos tende a ser controlada pelo campo de tensões associado à intrusão, e em particular durante o processo de arrefecimento, verificando-se ainda uma possibilidade de reativação de fraturas pré-existentes *(Derré et al., 1982; Ribeiro & Pereira, 1982; Noronha & Mateus, 2010; Noronha et al., 2015)*. É assim inegável a

especialização metalogénica dos granitos em Sn ou W, resultante da transição de um magmatismo peraluminoso sin- a tarditectónico para um magmatismo subalcalino pós-tectónico. Os controles estruturais dos jazigos de Sn e W parecem, assim, estabelecer um paralelismo com o magmatismo hercínico, já que, como fora referido, estas rochas granitoides seguem a estruturação desenvolvida e típica da fase tectónica durante a qual se deu a instalação *(Ribeiro et al., 1980; Derré et al., 1982)*. A zonalidade aparente entre os granitos sin-cinemáticos e pós-cinemáticos e as mineralizações prevalecentes de Sn e W respetivamente, não só no N de Portugal, mas como à escala do varisco europeu, é algo notado por diversos autores como *Lécolle et al. (1981)* e *Derré et al. (1982) (Figura 13)*, e que mais uma vez denota que a distribuição dos jazigos destes elementos não é aleatória, mas representativa em última instância da estruturação das zonas mais internas e mais externas do orógeno varisco e dos episódios de magmatismo varisco. *Derré (1982)* afirma que no NW da Península Ibérica, este zonamento é definido por bandas de aproximadamente 50 a 70 km de largura, demarcadas por ocorrências organizadas e numerosas e onde os teores de Sn e W são contrastantes (Sn > W ou W > Sn).

Ora, como é conhecido, os granitos sin-cinemáticos encontram-se associados com terrenos metamórficos, como são o caso das zonas mais internas que sofreram mais intensa deformação, verificando-se a sua instalação preferencial em dobras D3 às quais se associam frequentemente corredores de cisalhamento também sin-D3. Pelo contrário, os granitos pós-cinemáticos encontram-se instalados na periferia destes últimos, como já se referiu a níveis estruturais superiores, segundo a direção de desligamentos pós variscos, sem exibirem deformação *(Ribeiro & Pereira, 1982; Noronha et al., 2015)*. À escala do varisco europeu, conclui-se que as mineralizações de Sn-W relatam diferentes eventos metalogénicos, de todo um ciclo tectono-magmático complexo e diacrónico, e cujo historial e evolução é possível hoje de reconstruir com base na análise dos fluídos, como prova direta da sua intervenção, que complementado com outras metodologias microanalíticas (e.g. Raman, LA-ICP-MS, XRD) melhor a influência dos diferentes processos intervenientes na expressão dos metais, já que o limite magmático-hidrotermal apresenta ainda hoje limitações à sua total compreensão.

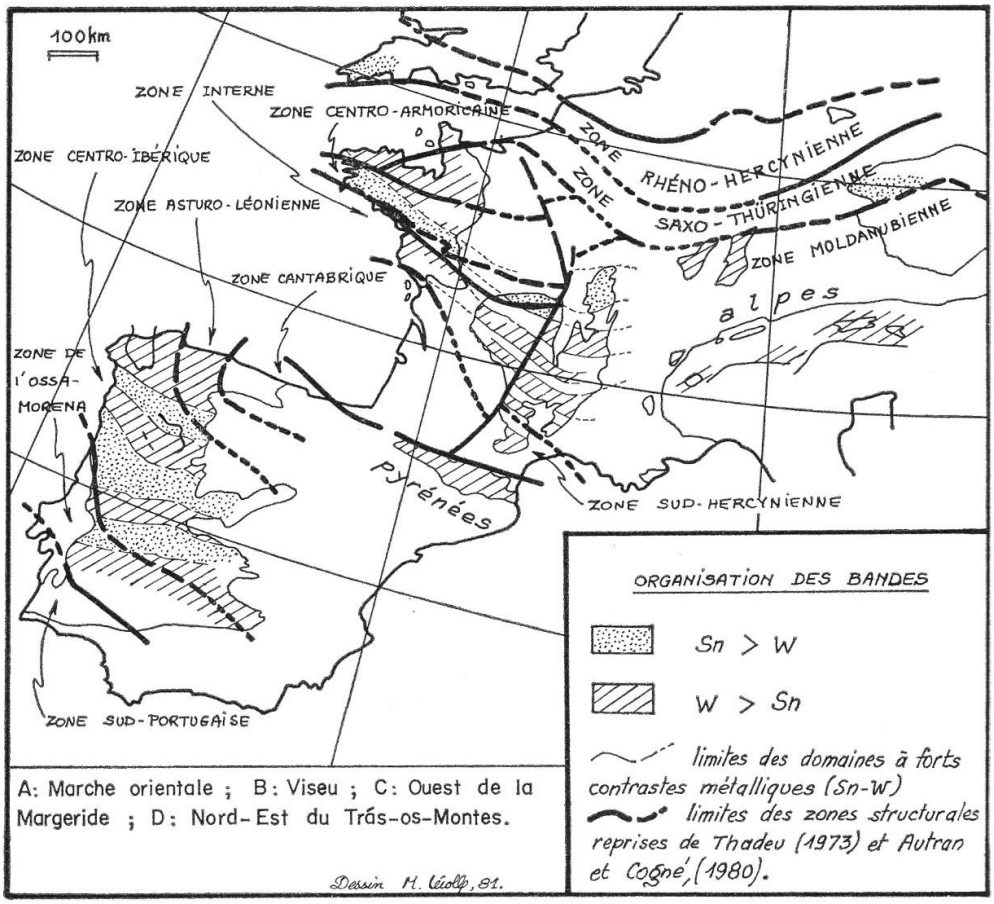


Figura 13 – Organização das bandas Sn>W e W>Sn reconhecidas em parte do varisco europeu (adaptado de *Derré et al., 1982*).

Na ZGTM e como em geral na ZCI, as mineralizações filonianas hidrotermais de Sn e W expressam bem este controlo estrutural, como fica claro pelo seu alinhamento segundo um eixo mineralizante designado por *Thadeu (1973)* como Província Estano-Volframítica do NW da Península Ibérica, que se estende desde a E da Falha Porto – Coimbra – Tomar até a NE do carreamento da Juromenha *(Figura 14)*. Fruto da diversidade geológica e da evolução estrutural, são conhecidos na ZGTM diferentes tipologias de depósitos de diferentes elementos com interesse económico, desde depósitos ligados a processos de meteorização (Fe, U) e de metamorfismo regional/contato (Au, Fe, W) jazigos sedimentares químicos (Fe), primários (W, Sn, Au, Ag) e vulcanogénicos (Ba), jazigos associados a processos magmáticos (Pt, Cr), aplitopegmatitos (Sn, Nb, Ta, Li) e, em particular representatividade jazigos filonianos quartzosos (W, Sn, Au, Ag, Pb, Sb) *(Pereira, 2000)*.

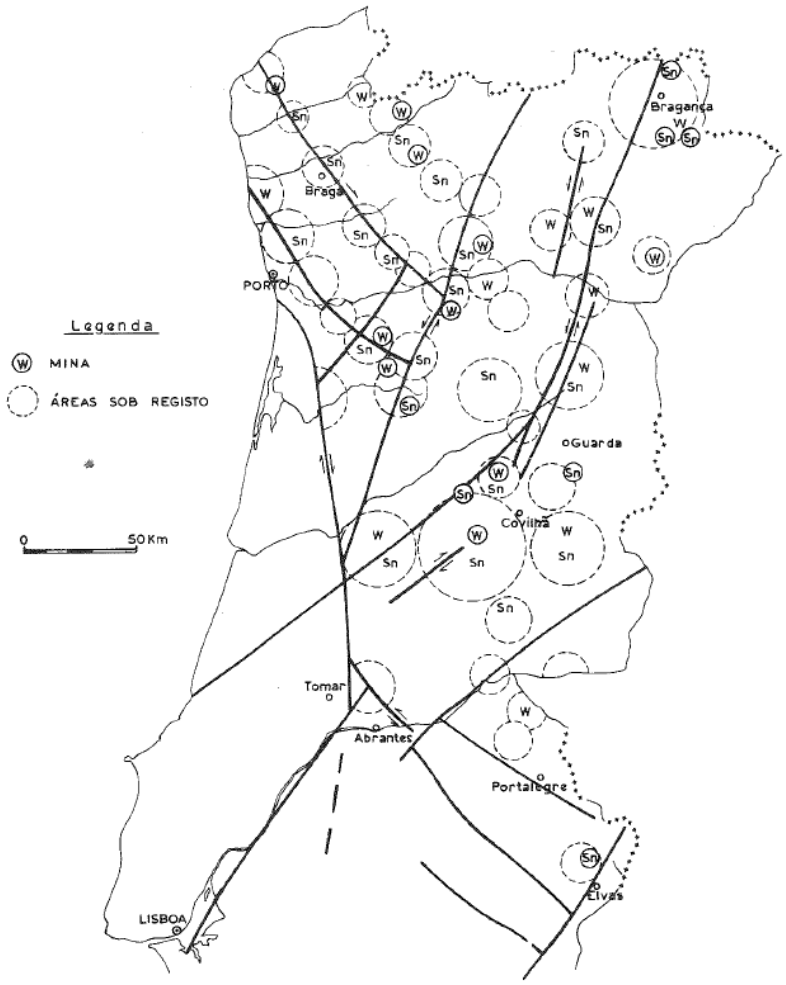


Figura 14 – Distribuição espacial das mineralizações de Sn e W na Província Estano-Volframítica (retirado de *Ribeiro & Pereira., 1982*).

Segundo *Noronha et al. (2015)*, as ocorrências filonianas quartzosas e satélites aos granitoides, representados também amplamente na ZCI, preenchem sistemas de fraturas sub-horizontais e/ou subverticais, correspondentes a fendas de tração, que como já fora referido acima, apresentam geometrias de distribuição distintas para as duas séries de granitóides variscos considerados. De acordo com *Noronha et al. (1999, 2015)* as associações minerais constatáveis nos diferentes jazigos hidrotermais de Sn-W, assinalam diferentes estádios de deposição, distanciados temporalmente por sucessivos episódios de fracturação, e que genericamente podem ser sumarizados pela proposta de *Kelly & Rye (1979)* relativo ao jazigo da Panasqueira, e onde são reconhecidas diferentes gerações de quartzo com particularidades morfológicas e texturais próprias, precipitadas contemporaneamente a estes episódios e correlacionáveis com outros depósitos:

- Um estádio de deposição de óxidos e silicatos (*Oxide Silicate Stage* (OSS)), com deposição de cassiterite, volframite e /ou scheelite. A cassiterite, quando presente, e um dos primeiros minerais juntamente com quartzo, moscovite e topázio. Nesta etapa é reconhecida a deposição da primeira geração de quartzo (QzI), de aspeto leitoso, com uma deformação pouco intensa e abundantes inclusões fluídas;
- Um estádio de deposição dos sulfuretos *(Main Sulphide Stage (MSS))*, caracterizado pela cristalização da arsenopirite representando um dos sulfuretos mais precoces, seguindo-se a precipitação da pirite, pirrotite, molibdenite, blenda, calcopirite, estanite e outras espécies de sulfuretos. O quartzo depositado neste estádio (QzII) é caracterizado pela ocorrência de inclusões fluídas que é explicada pela sua textura em mosaico;
- Uma etapa em que se verificou a alteração da pirrotite *(Pyrrhotite Alteration Stage (PAS))*, marcado pela precipitação da pirite, marcassite e siderite, assim como sulfossais de Pb-Bi-Ag, bismutinite, galena e bismuto nativo associados, e por vezes ouro;
- Estádio terminal (*Late Carbonate Stage* (LCS)) dominado pela cristalização de quartzo, adularia e clorite e/ou carbonatos (dolomite e calcite), ainda que se verifique a precipitação de alguns sulfuretos como a pirite; dá-se nesta etapa a cristalização do QzIII, geralmente límpido e com cristais euédricos, que preenchem espaços vazios.

Esta classificação tem por base as associações paragenéticas observadas, contudo insuficientes revelam-se insuficientes para o total entendimento das condicionantes físico-químicas envolvidas no transporte e precipitação dos metais, assim como na sua expressão. O estudo dos fluídos aprisionados em inclusões em conjunto com dados isotópicos, dedução de diversos parâmetros (e.g. pH, Eh, fO_2, fS_2) e dados de diferentes geotermómetros, muito têm contribuído para a compreensão da evolução dos sistemas hidrotermais *(e.g. Kyle & Rye, 1979; Noronha 1974, 1990; Noronha et al., 1992, 1999; Mateus & Noronha, 2017; Marignac et al., 2020; Martins et al., 2020; Schmidt et al., 2020)*. Como fora denotado, verificaram-se diferentes ciclos de circulação hidrotermal, responsáveis pelos diferentes episódios de deposição assinalados, e cuja evolução e cronologia tem vindo a ser estipulada *(Figura 15)* com base no estudo e caracterização dos geofluidos. De acordo com *Noronha (2017)* é possível identificar um primeiro ciclo de circulação, em que mais primordial dos eventos circulantes é marcado pela presença de fluídos aquosos, de baixa salinidade (< 2% NaCl) e quantidades vestigiais de CH_4 e/ou CO_2 na fase volátil, presentes em quartzos provenientes de filões ante-D3

instalados em rochas metamórficas, resultantes dos processos de desidratação metamórfica decorrentes de metamorfismo regional prógrado. Por interação entre estes fluídos e as rochas, verificam-se alterações ao nível da composição química dos mesmos, alterações fundamentalmente dependes das rochas em litologias em causa. As alterações manifestam-se com o enriquecimento em CO_2 e/ou em CH_4, originando fluidos aquo-carbónicos (sistema C-H-O), com uma fase volátil pode ser dominada por CO_2, e alguma quantidade de CH_4. Estes fluídos terão sido aprisionados em condições P-T de 350 a 400 MPa e 500 a 550°C, respetivamente. Observa-se, contudo, que em situações das sequências possuírem termos ricos em matéria orgânica dispersa (e.g. xistos negros), esta geração de fluidos é mais rica em CH_4, estando o CO_2 quase ausente *(Dória et al., 1999)*. Estes fluídos encontram-se bem representados em quartzos presentes em estruturas de cisalhamento sin-D3, e em algumas das quais ocorreu a precipitação dos primeiros tungstatos, mas sobretudo sulfuretos mais precoces, arsenopirite e pirite. As características composicionais destes fluídos, apontam para uma ligação ao pico térmico associado à instalação dos granitos de duas micas. Ainda durante este ciclo, regista-se a circulação dos fluídos mais tardios deste estádio, correspondendo a fluídos aquosos (sistema H_2O-NaCl), oxidantes e de baixa salinidade, resultantes de um influxo de fluidos meteóricos, aos quais tem sido associada a deposição do Au varisco, aprisionados a pressões < 70 MPa e temperaturas < 300°C Ainda segundo *Noronha (2017)*, segue-se um segundo ciclo de circulação hidrotermal, associado à ascensão e instalação de magmas, mais quentes, de origem basicrustal, que deram origem aos granitos biotíticos pós-tectónicos, cuja instalação decorreu a níveis crustais superiores, desencadeando metamorfismo de contato e reativação de sistemas convectivos, que desencadearam algumas das mineralizações de W do tipo *skarn*. Inicia-se pela circulação primordial de fluídos aquosos e salinos, de origem dominantemente magmática, e que podem ser encontrados em minerais das fases mais precoces (quartzo e topázio). Estes fluídos sofreram mistura, nomeadamente com fluidos de origem meteórica, interagindo simultaneamente com as rochas envolventes, levando a um enriquecimento em CO_2, CH_4 e N_2 (sistema C-H-O-N). Esta diversidade de processos levou à deposição dos principais óxidos neste estádio (cassiterite, volframite e/ou scheelite) e na sequência do enriquecimento em CH_4 na fase volátil e aumento de densidade dos fluidos, dá.se a deposição dos principais sulfuretos (calcopirite e blenda). Com a entrada de mais fluidos superficiais, os compostos voláteis deram lugar sucessivamente a sais e por arrefecimento (T < 200°C), dando-se um aumento quer da salinidade quer da densidade dos fluídos (H_2O, NaCl, $CaCl_2$), associadas algumas mineralizações de chumbo.

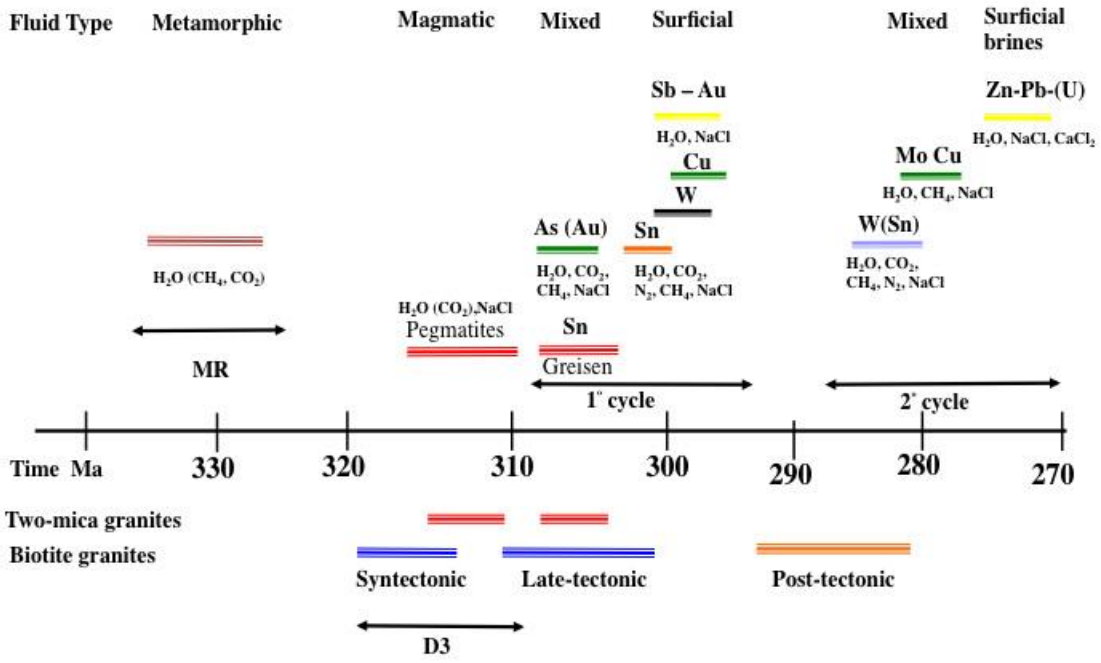


Figura 15 – Diagrama esquemático da evolução dos sistemas hidrotermais mineralizantes associados a granitoides sin e pós-D3 (retirado de *Noronha, 2017*).

2.2. Geologia Local

Na área de estudo e intrusivos em metassedimentos das unidades parautóctones ou Domínio Peritransmontano ocorrem e granitos de duas micas (Ervedosa) e granitos biotíticos (Murçós).

A suíte granítica de Ervedosa, constituída por três granitos distinguidos por *Gomes (1996)* de tendência fortemente peraluminosa, variando de granitos de duas micas a moscovíticos, e que definem uma isócrona Rb/Sr = 327 ± 9 Ma, exibindo frequentes estruturas C-S (planos C – N20°W; planos S – N55°W), e raros encraves microgranulares com deformação idêntica *(Gomes & Neiva, 2005)*. É de particular interesse para o presente trabalho o Granito de Ervedosa, que encaixa os filões da antiga mina de Ervedosa *(Figura 16)*, e que corresponde a um granito moscovítico, de grão fino a médio, com raros cristais anédricos a subédricos de cassiterite magmática e encraves hipermicáceos. Apresenta uma nítida foliação N55°–60°W resultante da deformação por umas componentes dextras do cisalhamento principal, com direção N30°W.

No setor de Murçós *(Figura 16)*, assinala-se a presença do designado “granito de Murçós”, considerado como pertencente aos granodioritos precoces *(Capdevila et al. 1973; Ferreira et al., 1987)*, sendo habitualmente atribuída a este grupo a idade de cerca

dos 320 Ma. Apresenta-se sobre a forma de pequenas apófises de granodiorito porfiroide, de grau médio a grosseiro, essencialmente biotítico, ante a sin-D3, no contacto com o encaixante metassedimentar *(Gomes et al., 2011; Noronha et al., 2013)*. Encontra-se significativamente deformado, registando um achatamento importante, paralelo ao plano axial das dobras, e um estiramento em *b*, decorrentes da fase intravestefaliana *(Dória & Noronha, 1987; Noronha, 1990).* Nas áreas adjacentes aos setores considerados encontram ainda representado o granito moscovítico-biotítico de Rebordelo, sin-D3 (347 ± 9 Ma) *(Gomes & Neiva, 2005)*, cuja instalação foi igualmente controlada pela ZCLRM, assumindo o plutão uma orientação NW-SE, distinguindo-se pela sua porfirítica, de grão médio a grosseiro, por vezes com microenclaves de tonalitos biotíticos de composição granodiorítica, sendo delimitado a SW pelo granito de duas micas de Torre de D. Chama, um granito de grão médio a grosseiro, de tendência raramente porfiroide e com uma idade de 319 ± 7 Ma *(Gomes, 1996)*.

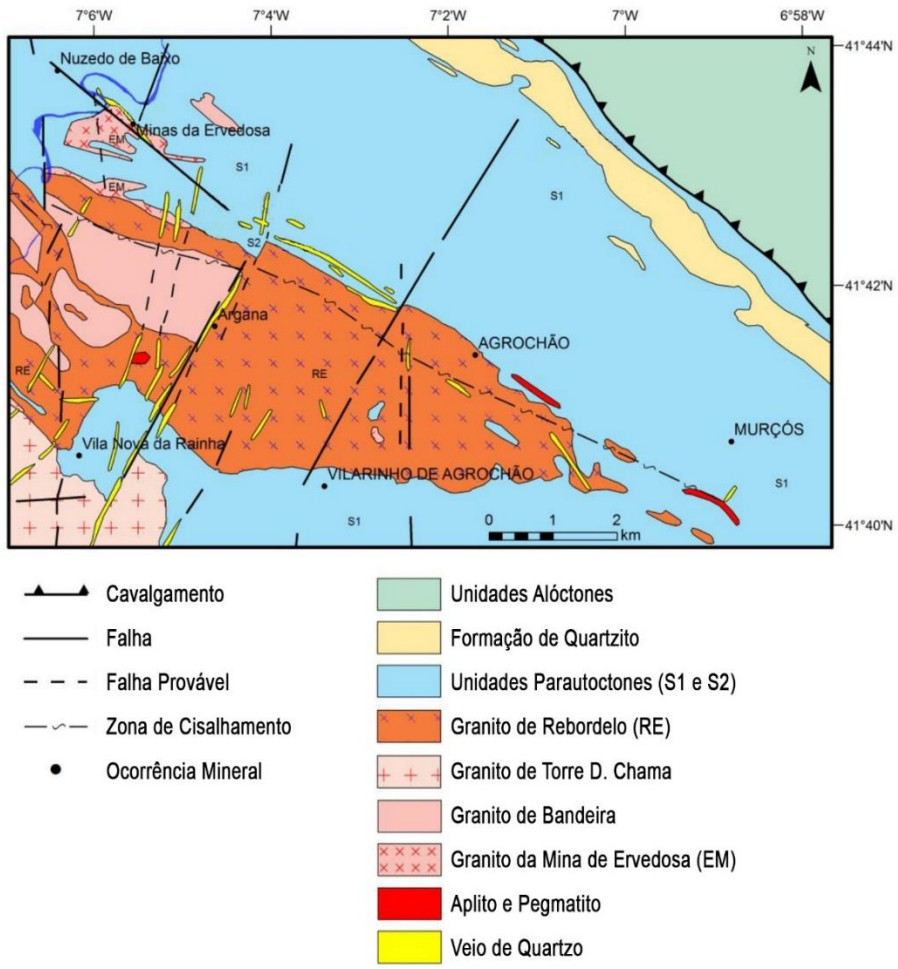


Figura 16 – Mapa geológico simplificado do setor Ervedosa-Murçós onde ficam assinalados os principais plutões graníticos associados espacialmente às mineralizações de Sn-W, e onde é notório uma direção de instalação NW-SE concordante com a estruturação regional do anticlinal de Chaves-Miranda do Douro (adaptado de *Gomes et al., 2021*).

2.3. As mineralizações de Cassiterite de Ervedosa

Na área de Ervedosa *(Figura 17)*, a mineralização de Sn ocorre maioritariamente sobre a forma de cassiterite, em filões de quartzo em fraturas, em geral com < 0,2 m de espessura subverticais, de direção N70°E ou N55°–70°S (0,2 – 0,8 m), e com extensão que pode ser na ordem das centenas de metros, sendo o jazigo do tipo *stockwork*. *Gomes (1996)* distinguiu a existência de três estádios hipogénicos, separados por eventos de fracturação hercínica e um último estádio supergénico relacionado com a formação de novas fraturas, responsável por óxidos de Fe e U, covelite e arsenatos, que intersetam os sulfuretos). Ocasionalmente, a cassiterite é encontrada em filonetes centimétricos de pegmatito. Ocorrem ainda filões de quartzo estéril que intersetam os filões mineralizados, assim veios de quartzo, também estéril, muito finos que cortam quer os filões mineralizados quer estéreis *(Gomes & Neiva., 2001)*. A cassiterite foi ainda explorada em aluviões junto ao rio Tuela. *Gomes (1996)* e *Gomes & Neiva (2002)* assinalam a existência de cassiterite magmática no granito de Ervedosa.

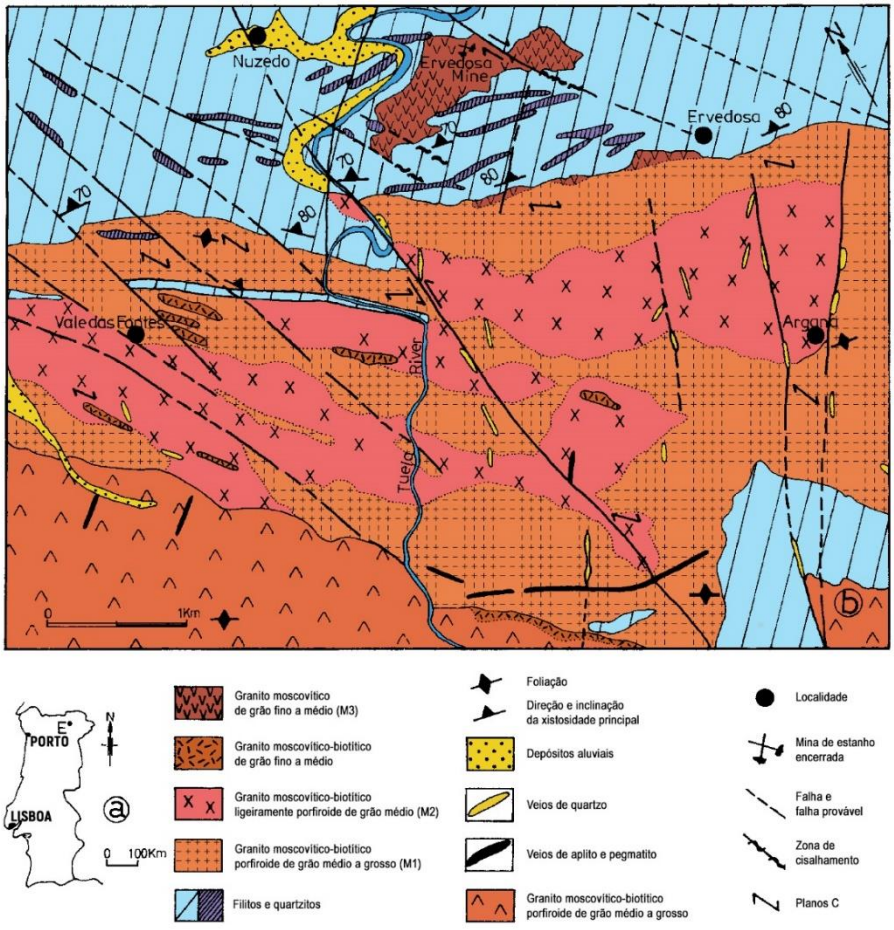


Figura 17 – Mapa geológico do setor Trigueiriça – Ervedosa (adaptado de *Gomes & Neiva, 2002*).

A paragénese dos filões estaníferos de Ervedosa *(Figura 18)* corresponde a quartzo, rútilo, apatite, moscovite, cassiterite, pirrotite, arsenopirite, bismuto, pirite, esfalerite, calcopirite, fluorite e arsenopirite com inclusões de bismutinite e matildite *(Gomes, 1996)*. Nos veios mineralizados, a cassiterite surge em cristais euédricos a subédricos, substituindo o quartzo e a moscovite, em cristais de dimensão < 10 mm, por vezes com fraturas preenchidas com moscovite radial. Menos frequentemente, a cassiterite pode ser encontrada em massas de cristais com < 10 cm *(Gomes, 1996; Gomes & Neiva., 2001)*. Distingue-se ainda a ocorrência de rara estanite anédrica, de grão muito fino, surgindo na arsenopirite ou associada ao quartzo e calcopirite, em veios que cortam a cassiterite e a arsenopirite. A estanite corresponde ao sulfureto do terceiro estádio hipogénico. De acordo com *Gomes (2000)*, os veios estaníferos de Ervedosa poderão estar geneticamente relacionados com fluídos hidrotermais resultantes do processo de diferenciação magmática e, onde a cristalização da cassiterite, turmalina, microclina e scheelite pode ser atribuída à remobilização de elementos das rochas metassedimentares encaixantes.

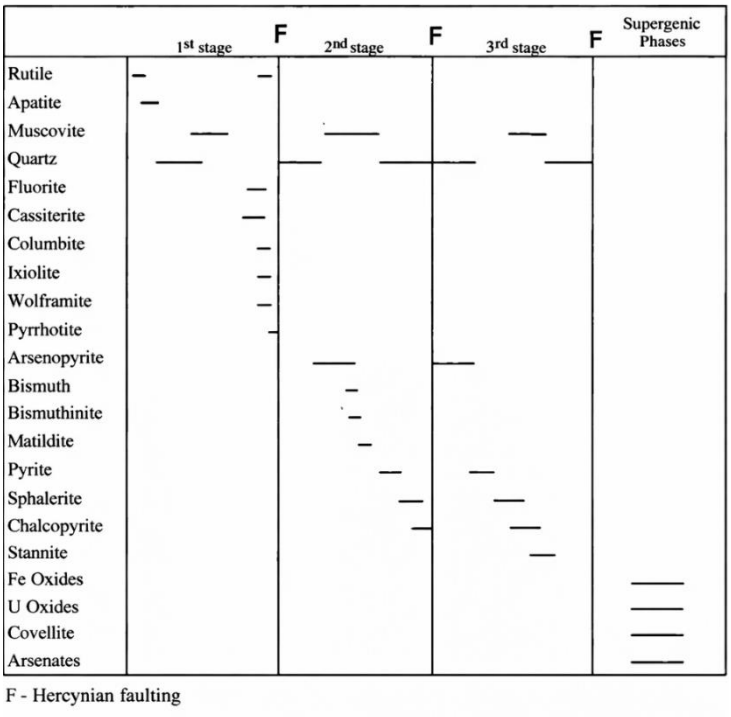


Figura 18 – Paragénese mineral dos veios estaníferos de Ervedosa (retirado de *Gomes & Neiva, 2001)*.

A área das minas da Trigueiriça, também designadas por minas de Rebordelo, localizam-se a cerca de 8,7 km a NW do couto mineiro de Ervedosa, mais

concretamente na povoação de Rebordelo. À semelhança da área mineira de Ervedosa, também aqui se encontram representados os metassedimentos do Silúrico, nomeadamente xistos gresosos, e que se encontram afetados por metamorfismo de contacto ligado à intrusão do granito de Rebordelo, com o qual contacta a S. Identifica-se ainda a presença de um granito orientado de duas micas que contacta a N e NW das minas com os xistos, e que é referido por *Derré & Lécolle (1979)* como granito da Trigueiriça. Constitui-se como um granito de grão fino, mais rico em moscovite do que em biotite, com fenocristais de feldspato disseminados e uma notória orientação marcada pelo arranjo planar de micas recristalizadas segunda a direção N140°E, coincidente com a primeira fase de deformação. São ainda reconhecidas duas outras xistosidades de fratura à escala do maciço, uma de direção N120°E e uma outra N160°E, inclinando para SE. Este granodiorito aflora sobretudo na área da antiga mina da Trigueiriça, surgindo, contudo, disperso em pequenas apófises a SE da mina, particularmente na localidade de Vales das Fontes, onde se torna indistinguível do granito de Ervedosa *(Noronha et al., 2013)*. A geometria do plutão de granodiorito e a distribuição das fácies aplito-pegmatíticas em torno da sua bordadura, assim como o alinhamento das pequenas apófises encontram-se controladas pela estruturação regional. Com efeito, os megacristais de feldspato e, sobretudo nas zonas de bordadura, encontra-se orientados N120° – N140°E, encontra-se igualmente orientados os filões de aplito-pegmatito e as pequenas apófises dispersas, segundo uma banda N160°E. Nesta zona, os xistos gresosos sofreram processos de turmalinização *(Derré & Lécolle, 1979)*.

Na área da Trigueiriça, as mineralizações sobretudo tungstíferas e em menor grau estaníferas, são do tipo *stockwork*, ocorrendo sobre a forma de filões quartzosos verticais que cortam os xistos gresosos, assumindo orientações N150° – N160°E, com possanças que variam de 0,3 – 5 m. Nas áreas próximas aos filões afloram múltiplas apófises de fácies holofeldspática, acompanhadas por aplitos e pegmatitos com turmalina. Terão sido explorados dois filões principais nas concessões do Alto do Sarilho (Sn) e Trigueiriça no. 1 (Sn-W), assim com como trabalhos de preparação e exploração de cassiterite em aluviões *(Mindat; Noronha et al., 2013)*. A paragénese dos filões é formada por quartzo, moscovite, turmalina, microclina, cassiterite, arsenopirite, pirrotite, bismuto nativo, bismutinite, esfalerite, pirite, calcopirite e scheelite *(Noronha et al., 2013)*.

2.4. As mineralizações de Scheelite de Murços

A área mineira de Murços localiza-se a cerca de 1,5 km a SW da localidade com o mesmo nome, correspondendo a uma área de cerca de 30 hectares, com várias concessões a céu aberto, nomeadamente Sairinha (diversas), Vale Escuro, Culheira e Muro e onde o W e o Sn foram exploradas respetivamente sobre a forma de scheelite e em menor abundância cassiterite. A geologia local *(Figura 19)* apresenta-se, neste setor, amplamente representada pelas litologias da Formação pelítico-grauváquica do Silúrico Inferior, uma formação de elevada diversidade litológica, correspondendo igualmente à unidade com maior espessura e extensão de afloramento no Parautóctone *(Rodrigues, 2006)*. Dominam os filitos, os metagrauvaques e, em menor quantidade, níveis de metapsamitos imaturos, frequentemente intercalados. No seio desta unidade podem ser encontradas litologias particulares, interestratificadas e em níveis pouco espessos tais como liditos, muitas vezes associados a faixas de filitos carbonosos e metavulcanitos ácidos (riólitos e dacitos). Ocorrem nesta unidade inúmeros acidentes tangenciais à estruturação regional da ZCLRM, levando a que frequentemente se encontrem estas litologias intensamente deformadas e recristalizadas. Esta formação encontra-se limitada a NE pela Formação dos quartzitos superiores (Silúrico Inf. – Médio), identificáveis no terreno como relevos residuais, sendo uma unidade maioritariamente constituída por ortoquartzitos, por vezes intercalados com microconglomerados e níveis mais impuros com filitos e quartzofilitos. As litologias do Parautóctone contactam a E com o granito de Rebordelo, segundo contactos bruscos.

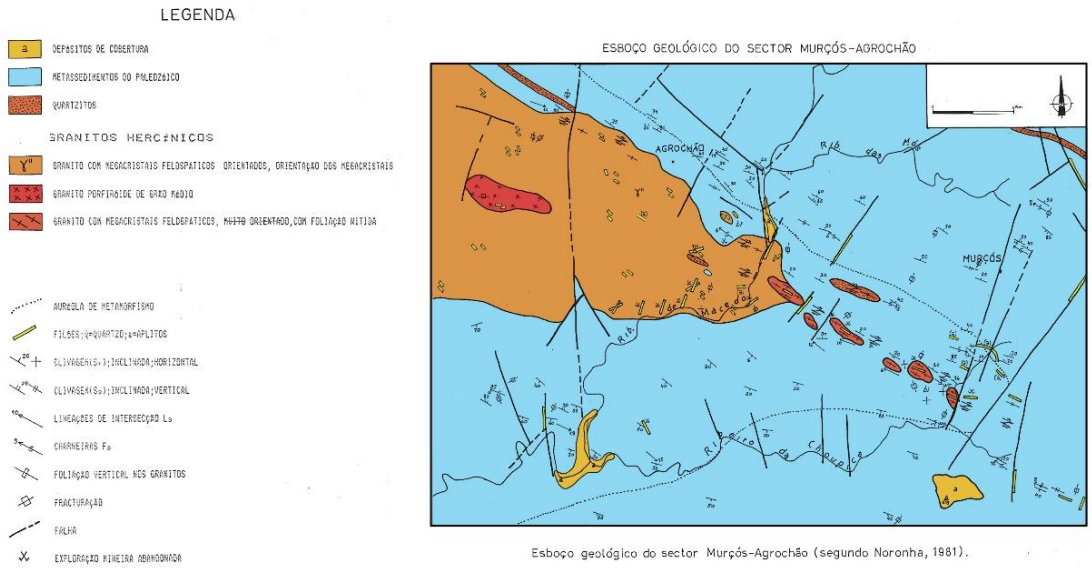


Figura 19 – Esboço a geológico do setor de Murços-Agrochão (segundo Noronha, 1981).

A mineralização tungstífera ocorre sob a forma de densas redes de filões quartzosos (*stockwork*), dominantemente subhorizontais, que formam lentículas de direção média N40° a N50°W, com cerca de 4 km de largura e 1 km de extensão, com scheelite e cassiterite, em menor quantidade *(Dória & Noronha, 1987)*. Os complexos de filões intersetam as rochas metamórficas e granitoides, próximo do teto de pequenas apófises de granodiorito porfiroide, de grau médio a grosseiro essencialmente biotítico, ante a sin-D3, no contacto com o encaixante metassedimentar. No contacto entre as apófises de granodiorito e metassedimentos, ocorrem zonas de *greisen* enriquecidas em cassiterite e uma aureola de metamorfismo de contacto pouco notável, representada por corneanas xistificadas e, nalguns casos, xistos mosqueados. O granodiorito (denominado "granito de Murçós"), encontra-se significativamente deformado, registando um achatamento importante, paralelo ao plano axial das dobras e um estiramento em *b*, decorrentes da fase intravestefaliana *(Dória & Noronha, 1987; Noronha, 1990)*. O "granito de Murçós" é considerado como pertencente aos granodioritos precoces relativamente a D3, grupo este a que habitualmente é atribuída a idade de ≈ 320 Ma.

Os principais sistemas de filões mineralizados são maioritariamente subhorizontais, de direção N100° – N120°E, subparalelos à foliação dos metassedimentos, com possanças que variam de 1 a 60 m. São ainda igualmente assinaláveis: *(1)* filões concordantes com pegmatitos albitizados, com turmalina, sulfuretos e scheelite; *(2)* filões concordantes com o contacto xisto-granito segundo a direção N50°W, penetrando gnaisses, e mineralizados com scheelite, arsenopirite e rara cassiterite; *(3)* filões de quartzo encaixados no granito N50°W a N60°W; zonas de *stockwork* possante nos granitos fortemente caulinizados e sericitizados, N40°W a N20°W, com scheelite, cassiterite, arsenopirite, pirite*)*. A associação mineral presente nos filões tungstíferos compreende scheelite, cassiterite, volframite, pirite, arsenopirite, esfalerite, calcopirite, galena, rara pirrotite, estanite, bismuto nativo, joseíte, bismutinite, matildite, anglesite, escorodite e roosveltite *(Fernet al., 2016)*. É ainda assinalada a presença de aluviões resultantes provenientes do desmantelamento do *stockwork*, mineralizados com scheelite, cassiterite e volframite, assim com filões quartzosos de direção N45° a N60°E subverticais, contendo sulfuretos (galena + esfalerite + pirite + calcopirite) e filões estéreis N20° a N30°E subverticais que intersetam o conjunto dos filões mineralizados*)*. Nos filões com mineralização de W, o quartzo, a scheelite, turmalina, feldspato potássico e outros minerais encontram-se alongados, definindo uma lineação paralela ao eixo da antiforma que define a estruturação regional (estiramento em *b*) e para além disto, estes

minerais também apresentam fendas de tração perpendiculares à direção de estiramento, preenchidas pelo quartzo associado aos sulfuretos. Como minerais como o quartzo, scheelite, turmalina entre outros presentes nos filões, assim como as rochas granitóides, encontram-se deformados pela fase D3, indicando uma instalação e processos metalogenéticos precoces a esta fase de deformação.

3. O jazigo de Estanho de Ervedosa

3.1. Introdução

À semelhança de quase toda a totalidade das minas de Sn de Portugal com importância económica, a história das minas de Ervedosa encontra-se ligada aos contextos sociopolíticos nacionais que marcaram os seus períodos de atividade, estendendo-se a importância deste depósito à pré-história, confirmada por achados e evidências de mineração compreendidos entre a Idade do Bronze e a Idade do Ferro. Durante o seu período de exploração industrial moderna no século XX, as minas de Ervedosa atravessaram diferentes períodos no que toca aos métodos de mineração e à modernização tecnológica, bem como episódios conturbados de paralisação decorrentes de fatores como as condições de trabalho e as necessidades sociais da população do couto mineiro. A história das minas de Ervedosa ao longo dos seus mais de 60 anos de exploração é pois complexa, encontrando-se, contudo, bem retratada no Arquivo Histórico do Norte de Portugal (Direcção-Geral de Energia e Geologia), da Direção Geral do Norte (Ministério da Economia) e da Direção de Serviços de Indústria e dos Recursos Geológicos, para além de um importante trabalho de *Fernandes (2010)*, onde são reunidos diferentes tipos de informação relativos à descoberta e registo do depósito por diferentes prospetores.

As minas de Sn de Ervedosa, por vezes referidas como minas da Tuela em referência ao rio com o mesmo nome que atravessa a área do couto mineiro, localizam-se no concelho de Vinhais, a cerca de 28 km a NE de Mirandela, na região de Trás-os-Montes. As minas situavam-se na margem esquerda do rio Tuela, na freguesia de Ervedosa, enquanto as lavarias e as restantes instalações, em ambas as margens do rio, junto à povoação de Nuzedo de Baixo, na freguesia de Vale da Fontes *(Figura 20).*

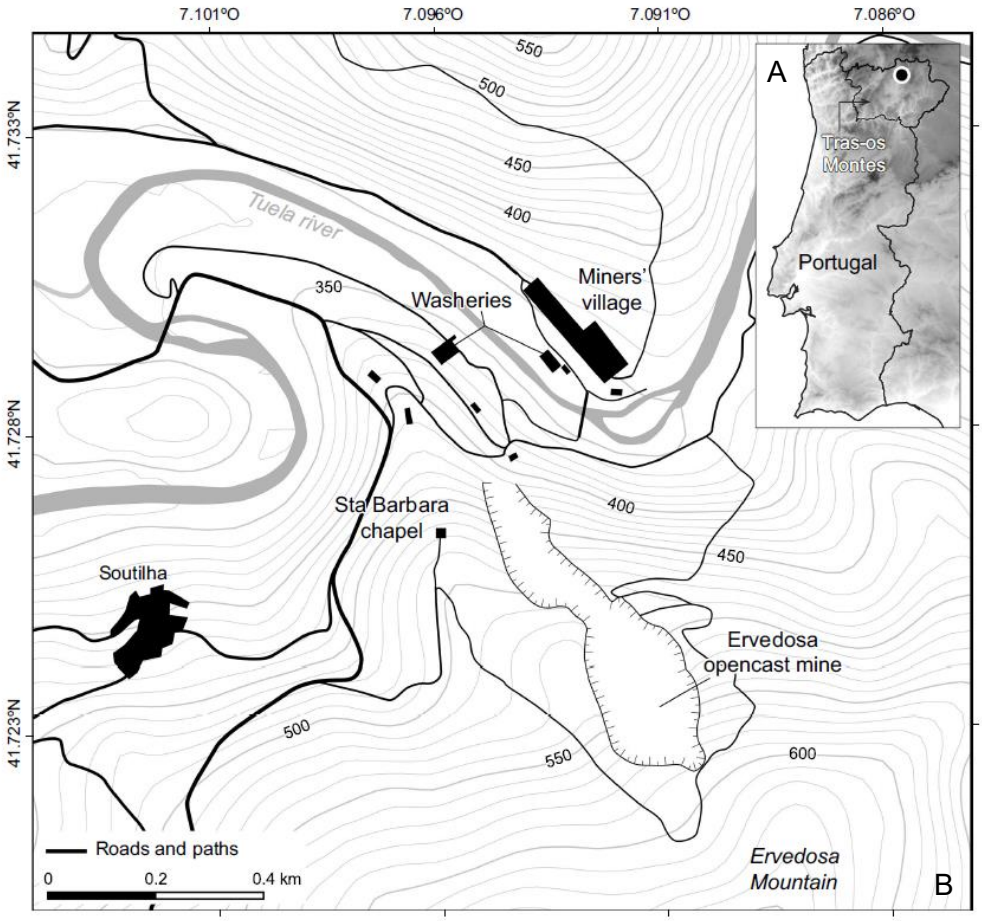


Figura 20 – A) Localização da mina de Ervedosa em Trás-os-Montes. B) Localização do "open -pit" e complexos mineiros associados à atividade de exploração mais moderna da mina (retirado de *Meunier et al., 2023*).

A região onde se insere a mina de Ervedosa é definida pelos vales do rio Tuela, fortemente meandrizante devido à geologia e à tectónica regionais, consistindo num mosaico de relevos tais como zonas de planalto, vertentes, vales, escarpas, ravinamentos e planícies de inundação *(Novais, 2006)*. Segundo *Fernandes (2010)* e *Meunier et al. (2023)*, os indícios mais antigos da exploração de Sn sob a forma de cassiterite (SnO_2) na área de Ervedosa, remontam à Idade do Bronze, estendendo-se possivelmente até aos inícios da Idade do Ferro, a julgar pela descoberta de artefactos de pedra associados à exploração e processamento de minério, como pilões, almofarizes, maços e martelos *(Figura 21)*, num túnel de pequena extensão que terá sido destruído durante a lavra mais recente da mina. Segundo os mesmos autores, estes artefactos e vestígios de mineração de Sn são de extrema relevância pois são semelhantes a outros descobertos no NW Peninsular, e que evidenciam a existência de mineração e processamento ativos do Sn por parte dos Fenícios, realçando a importância deste metal durante este período.

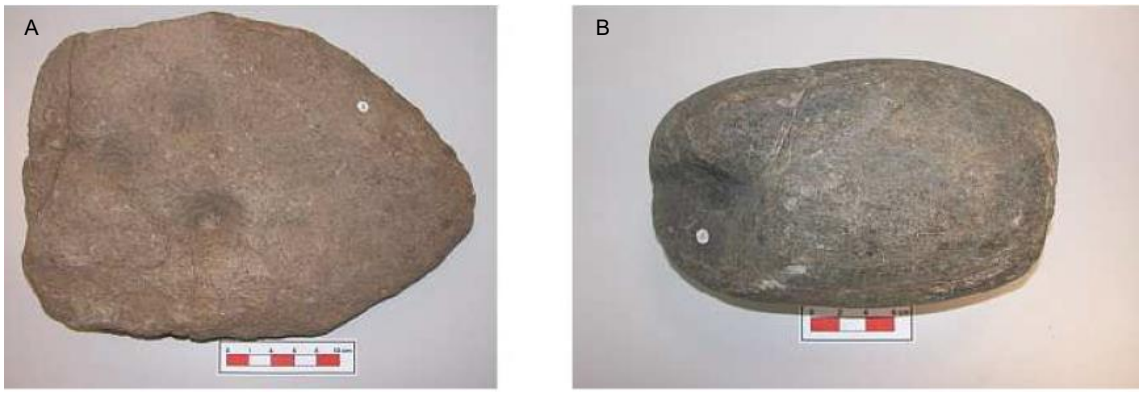


Figura 21 – A) Almofariz primitivo de moer minério descoberto em Ervedosa (Idade do Bronze); B) Pilão primitivo de moer minério descoberto em Ervedosa (Idade do Bronze) (retirado de *Fernandes, 2010*).

A descoberta e o primeiro registo oficial do depósito de Sn de Ervedosa são datados do ano de 1873, ao abrigo daquilo que era conhecido nessa altura por Lei dos Direitos de Descoberta. De acordo com essa Lei, qualquer pessoa que tivesse feito a descoberta de um depósito mineral e manifestasse a vontade de assegurar o seu direito sobre o mesmo, devia apresentar, na Câmara Municipal do respetivo concelho, a Nota do Descobrimento, a fim de registar a descoberta. Esta Nota e a cópia autenticada do registo eram posteriormente devolvidas ao manifestante, que poderia requerer os Direitos de Descoberta, após a execução dos apropriados trabalhos de pesquisa. Após este primeiro registo de descoberta, sucederam-se 18 registos adicionais do depósito de Ervedosa por diferentes exploradores e prospetores, reclamando a descoberta de cassiterite (SnO_2) por inspeção simples da área e por indícios de trabalhos mineiros antigos. Oficialmente, a extração e processamento de minério industrial em Ervedosa, teve início com a companhia belga dirigida por René Lafleur, *Societé des Mines d'Etain de Ervedosa*, durante o período compreendido entre 1906 e 1920. Em 1908 é demarcada e atribuída a primeira concessão (Mina do Alto do Pereiro) a esta companhia, que explorou o depósito para estanho e arsénio, com recurso a trabalhos subterrâneos, essencialmente preparatórios e de pesquisa e prospeção, tendo também sido construída uma lavaria, na margem direita do rio Tuela. É sobre a tutela desta companhia que se registam mais tarde as concessões adjacentes do Alto do Vale da Veiga e Pereiro, que em conjunto com a Borralheira *(Figura 22)* viriam mais tarde a constituir o "Couto Mineiro de Ervedosa".

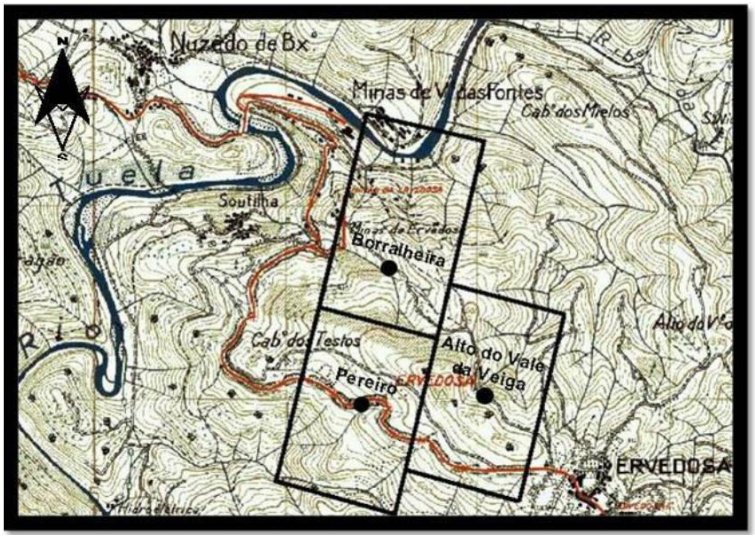


Figura 22 – Demarcação sobre a Carta Militar de Portugal, à escala 1/25000, folha nº 49, série M888, Instituto Geográfico de Exército, Lisboa, das áreas correspondentes às concessões da Borralheira, Pereiro e Alto do Vale da Veiga que constituem o Couto Mineiro de Ervedosa (adaptado de *Carvalho et al., 2010*).

Em 1917, os trabalhos mineiros foram abandonados por esta companhia e retomados, em 1920, pela empresa inglesa *Ervedosa Tin Mines, L.T.D.* Sob esta administração, é construída uma nova lavaria, na margem esquerda do rio Tuela, como complemento da lavaria já existente. Apesar disto, no ano de 1927, a empresa encerrou a exploração, sendo adquirida por alguns dos seus antigos funcionários que reiniciam em 1928 a exploração e a mantêm em lavra mais ou menos regular. Em 1938, as concessões passam a constituir o designado "Couto Mineiro de Ervedosa", sendo já um dos maiores produtores de concentrados de cassiterite. Entre 1939 e 1965, a mina trabalhou em lavra contínua tendo sido retiradas da mina aproximadamente 6000 toneladas de cassiterite e idêntica quantidade de arsenopirite. De acordo com os relatórios existentes, verificou-se um empobrecimento da mineralização desde 1959. Entre 1958 e 1969 a exploração fez-se dominantemente a céu aberto e, simultaneamente, nas aluviões do rio Tuela, onde os teores de cassiterite aluvionar *(Figura 23)*, podiam atingir cerca de 4kg por tonelada *(CASMINEX, 1982)*. As minas terminaram a sua atividade em 1969, tendo a exploração, ao longo de mais de 60 anos, sido realizada ao longo de um filão principal de grande espessura nomeado de *Balbiani*, de direção N40º W, inclinando de 70º a 80º NE a subvertical, parcamente mineralizado, mas a partir do qual diverge uma rede de filões e filonetes com forma irregular e espessura decimétrica (*stockwork*), com mineralização abundante, e que constituíram o principal suporte da exploração mineira *(Figura 24)*. Em 2007 reiniciaram-se trabalhos de prospeção e pesquisa para estanho, pela Empresa *Mining Technology Investiments* (MTI).

Durante o seu período de atividade, a mina representava o centro da atividade laboral, económica e social da região, com um vasto número de trabalhadores vindos de outras regiões de Portugal e até de Espanha, e que em média eram em torno 500 trabalhadores, que com suas famílias perfaziam um total de 3500 pessoas. Durante o apogeu da atividade da mina, este número atingiu os mil trabalhadores *(Novais, 2006)*.



Figura 23 – Concentrados de cassiterite dos aluviões do rio Tuela. Fotografia gentilmente cedida pelo LNEG, São Mamede de Infesta, Porto.

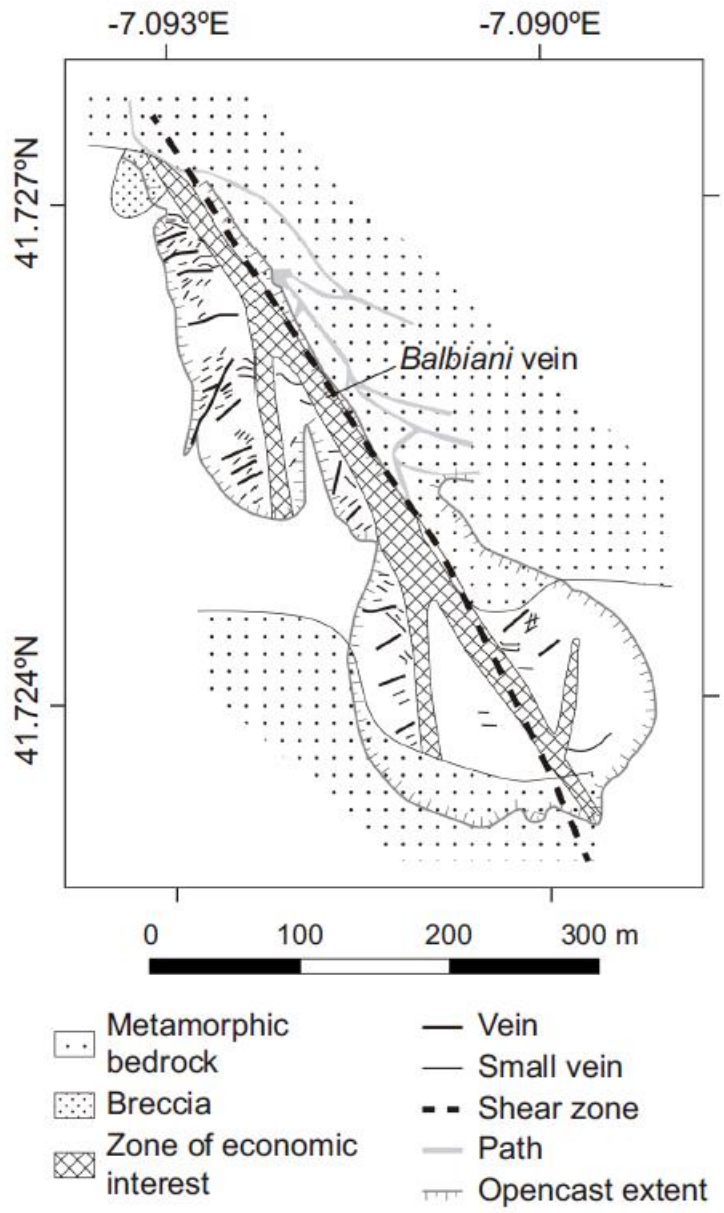


Figura 24 – Ilustração esquemática da área explorada em Ervedosa, com destaque do filão *Balbiani*, a partir do qual divergem numerosos veios e filonetes de direção NNW-SSE a N-S ricos em cassiterite (retirado de *Fernandes, 2010)*.

Do couto mineiro de Ervedosa, resta hoje um património mineiro bastante rico *(Figura 25)*, composto por duas grandes cortas de exploração a céu aberto *(Figura 26)*, assim como numerosas infraestruturas de apoio à mina, na sua maioria altamente degradadas, mas que evidenciam bem o que seria o funcionamento da mesma. Destacam-se neste património a ponte pênsil sobre o rio Tuela *(Figura 27)*, os edifícios das lavarias *(Figura 28)*, uma chaminé de ventilação de galerias, fornos de ustulação, assim como o bairro mineiro *(Figura 29)*, o cabo de teleférico para transporte de minério e diferentes tipos de armazéns de apoio. Este património, encontra-se, contudo, sem qualquer tipo de

conservação ou intervenção de reabilitação ambiental, pelo que muitas destas infraestruturas se encontram parcialmente ou totalmente destruídas ou cobertas pela abundante vegetação típica da região transmontana, tais como pinheiros, giestas, tojo, estevas, urze e silvado. Constam ainda do couto mineiro de Ervedosa, na margem direita do rio Tuela, algumas galerias de pequena extensão *(Figura 30)* e inúmeras escombreiras, por vezes de dimensão considerável e recobertas na sua maioria por vegetação.

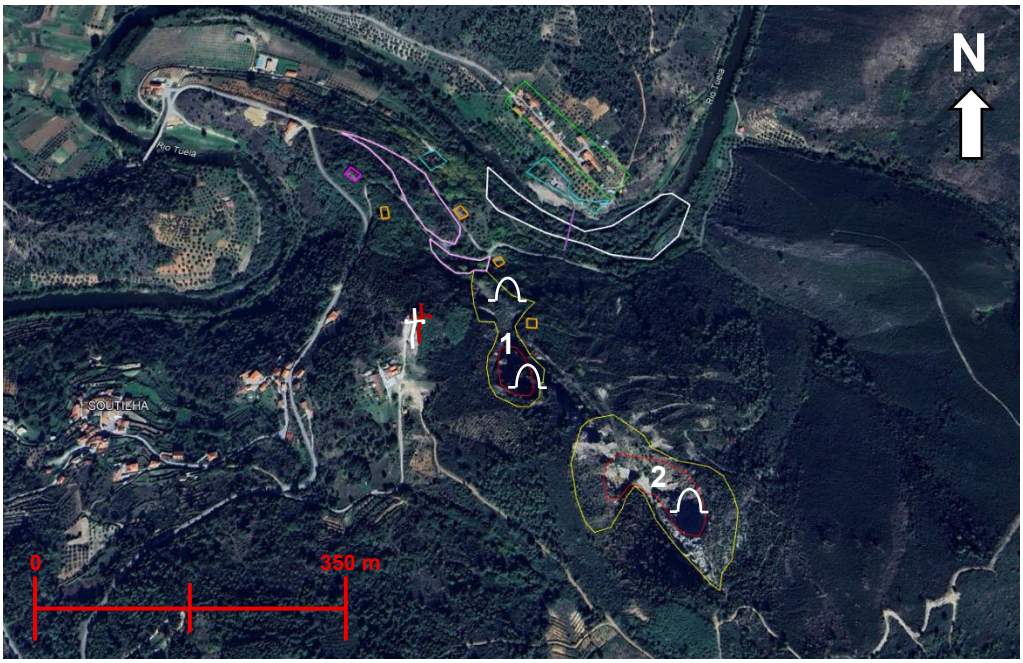


Figura 25 – Vista aérea da área mineira de Ervedosa, contando com diferentes elementos do património mineiro como a área das cortas 1 e 2 (delimitado a amarelo e assinalado numericamente), bem como as frentes de exploração tal como foram abandonadas (delimitado a vermelho). Podem ainda ser observadas as ruínas das lavarias em ambas as margens do rio Tuela (delimitado a azul), o bairro mineiro (delimitado a verde), vários edifícios e ruínas (delimitado a laranja), áreas de escombreira (delimitado a rosa-claro), uma área de exploração de cassiterite aluvionar (delimitado a branco), a casa de Charles Lindley (delimitado a rosa-escuro), a capela de Santa Bárbara (cruz branca), o túmulo de Charles Lindley (cruz vermelha). Podem ainda ser encontradas algumas galerias de pequena extensão.



Figura 26 – Fotografia de perspetiva do aspeto atual das duas frentes de exploração a céu aberto da mina de Ervedosa



Figura 27 – Ponte pênsil da mina de Ervedosa sobre o rio Tuela.



Figura 28 – Aspeto do antigo edifício da lavaria na margem direita do rio Tuela.



Figura 29 – Vista do bairro mineiro de Ervedosa, onde se pode observar também uma chaminé de exaustão e as ruínas dos fornos de ustulação da arsenopirite junto ao rio Tuela. No lado esquerdo da imagem é possível observar parte de uma das inúmeras escombreiras existentes na área.



Figura 30 – Exemplo de umas das galerias de pequena extensão existentes no couto mineiro de Ervedosa.

3.2. Trabalhos anteriores

Da pesquisa bibliográfica realizada, verifica-se que as referências bibliográficas respeitantes ao depósito de Sn(W) de Ervedosa e da sua área envolvente são relativamente escassas. Da bibliografia existente, esta pode ser organizada sobretudo em trabalhos de índole de caracterização geológica-estrutural e cartografia geológica, mineralogia e paragénese, estudos geoquímicos de rochas granitoides aflorantes na região e, mais recentemente trabalhos no âmbito da avaliação ambiental. Não é propósito deste capítulo apresentar uma análise dos trabalhos existentes para o depósito em causa, mas sim, utilizá-los como complemento aos trabalhos realizados. A sua análise e discussão mais pormenorizada irá sendo feito à medida que os assuntos apresentados a eles digam respeito. Como não nos foi possível fazer o reconhecimento e colheita de amostras de todas a litologias presentes na área, a referência e descrição de algumas destas é baseada na bibliografia existente. As descrições das litologias nesta secção serão acompanhadas pela caracterização petrográfica nas amostras a que se teve acesso e das quais foram elaboradas laminas para esse fim.

3.3. Enquadramento Geológico-Estrutural

3.3.1. Litoestratigrafia

O jazigo de Sn(W) de Ervedosa ocorre ao longo da Zona de Cisalhamento Laza-Rebordelo-Murçós (ZCLRM), localizando-se no leste de Trás-os-Montes, na Zona Galiza – Trás-os-Montes (ZGTM), mais propriamente no Domínio Parautóctone ou Domínio Peritransmontano *(Ribeiro, 1974)* perto do seu limite com a Zona Centro-Ibérica (ZCI) *(Julivert et al., 1974)*. Com efeito, a sucessão metassedimentar parautóctone foi inicialmente estabelecida sob a designação de Domínio Peritransmontano *(Ribeiro, 1974; Iglesias et al, 1989)*, e modificada por *(Pereira, 2000)*, correspondendo a uma sequência de elevada espessura, bastante diversificada litologicamente, com protólitos siliciclásticos de granulometria, maturidade textural e mineralógica muito diversas tais como filitos, metagrauvaques, quartzitos, xistos grafitosos assim como vulcanitos e fácies particulares com importante componente ortoquímica, como chertes negros *(Figura 31)*.

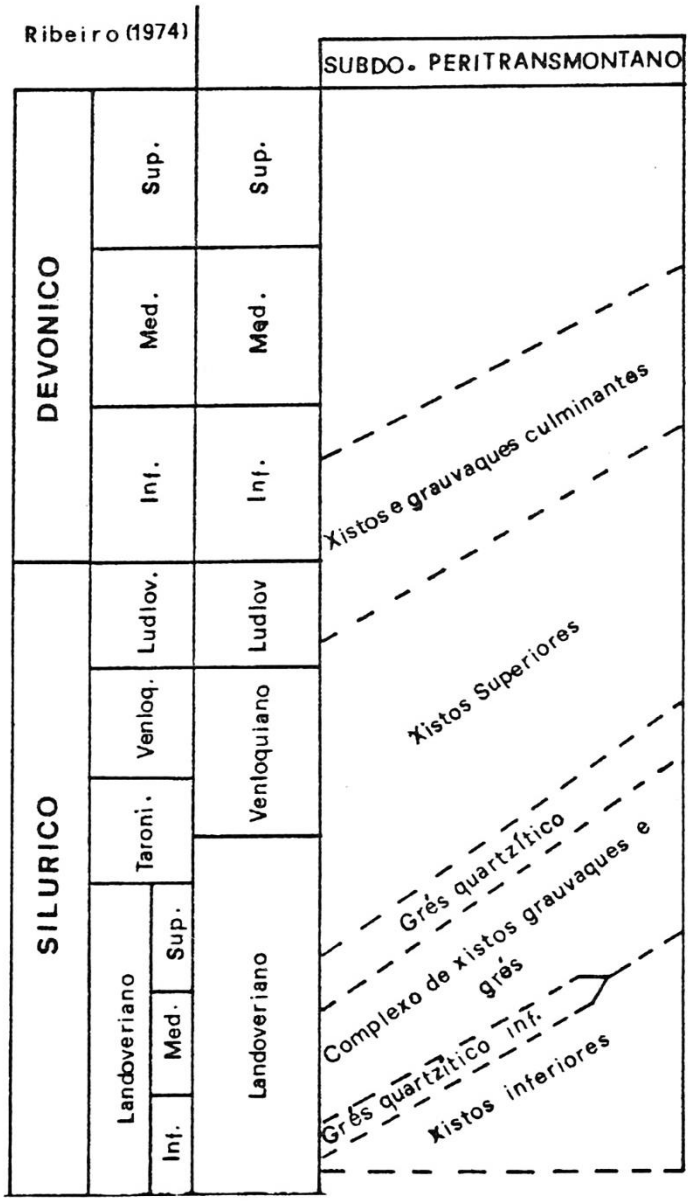


Figura 31 – Tentativa de correlação entre a litoestratigrafia e a cronoestratigrafia para o domínio Peritransmontano (retirado de *Ribeiro, 1974*).

M. Portugal Ferreira (1972) considerou as rochas metamórficas envolventes ao maciço de Rebordelo, de natureza essencialmente pelítica de tipo intermédio e baixa pressão, situando-as na fácies dos xistos verdes, e zonas da clorite, biotite e almandina. Para o mesmo setor *Ribeiro (1974)* sugere um metamorfismo regional na zona da biotite. A área de Ervedosa não se encontra coberta pela cartografia geológica oficial à escala 1:50 000, pelo que a apresentação da litoestratigrafia deste setor se baseará na Folha 2 da Carta Geológica de Portugal à escala 1:200 000 e respetiva notícia explicativa. A termo complementar poderão ser utilizadas informações de trabalhos realizados por

diferentes autores nesta área, nomeadamente *Lécolle et al., (1981)*, *Derré et al. (1982)* e *Gomes (1996)*.

No setor da mina de Ervedosa encontram-se representadas as sequências metassedimentares da Formação Pelito-Grauváquica, pertencentes ao do Parautóctone inferior, com uma idade atribuída ao Silúrico Inferior, caracterizada por uma grande diversidade litológica. Abundam os grauvaques e filitos, seguidos em menor representatividade os quartzitos e micaxistos deformados pelas três fases principais da orogenia varisca *(Ribeiro, 1974)*, com uma xistosidade em geral de N70°W no setor considerado. As litologias desta formação, à qual *Ribeiro (1974)* atribuiu a designação "Complexo de Xistos Grauvaques e Psamitos", apresentam-se finamente intercaladas, por vezes de modo milimétrico ou em lentículas finas, correspondendo a uma espessa unidade de natureza flyschóide, de grande extensão cartográfica e espessura. No seio desta formação, surgem não raramente, níveis milimétricos interestratificados de litologias mais particulares tais como chertes negros ou liditos, aos quais se associam filitos negros carbonosos que afloram em faixas estreitas, de desenvolvimento paralelo à estruturação regional e encontrando-se em geral bastante deformados. Nestes níveis milimétricos interestratificados identificam-se ainda metavulcanitos ácidos como dacitos e riólitos.

Derré et al. (1982) realizaram intensivos trabalhos de reconhecimento e caracterização geológica do setor Rebordelo-Ervedosa, tendo elaborado uma descrição da sucessão litoestratigráfica neste setor. Segundo estes autores, o termo mais inferior da sucessão inicia-se por uma sequência de metagrauvaques finamente bandados em níveis milimétricos, ora mais quartzosos ora com níveis mais micáceos *(Figura 32)*. Estes metagrauvaques mostram uma evidente foliação vertical a subvertical de direção entre N120° e N135°E, bem como estruturas C-S, onde os planos S variam entre N130° e N135°E e os planos C variam entre N140° e N150°E (ver *Figura 32*).

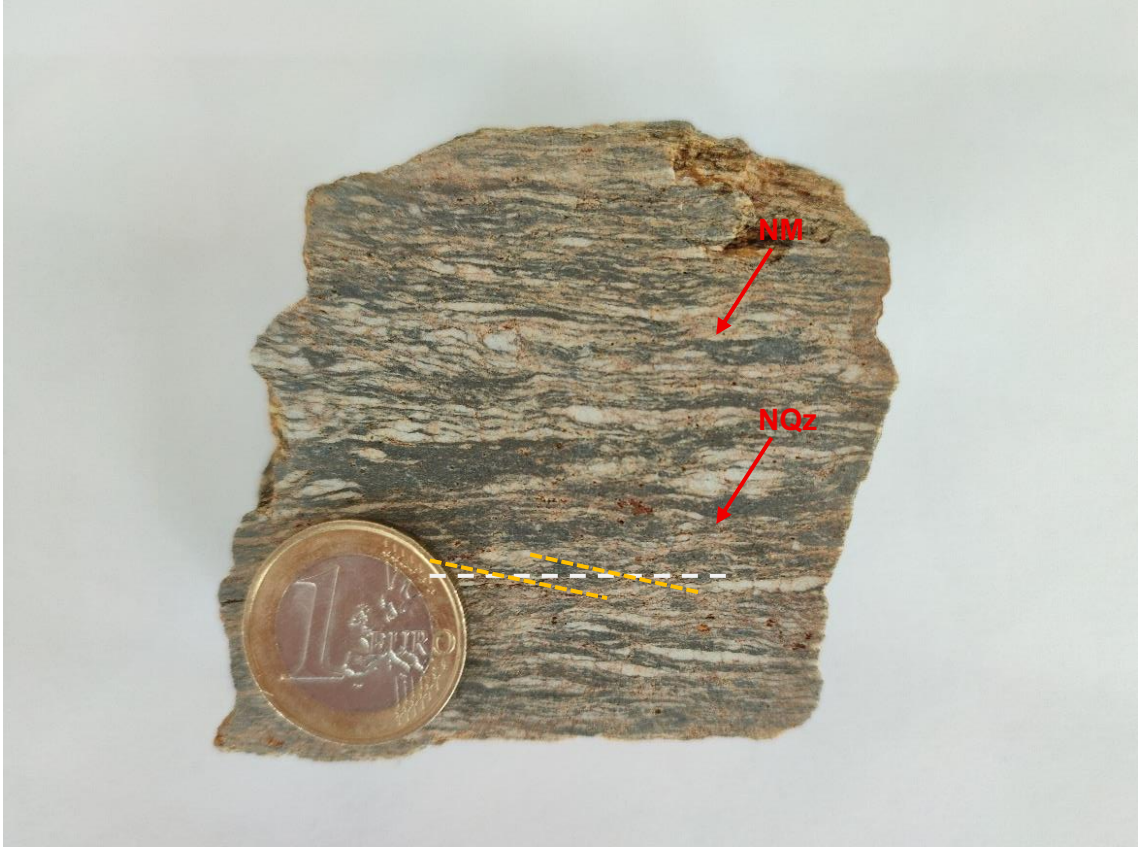


Figura 32 – Amostra de mão de um metagrauvaque finamente bandado, com intercalações de níveis mais quartzosos (NQz) e níveis mais micáceos (NM), bem como estruturas C-S bem marcadas. Planos S – tracejado a branco; Planos C – tracejado a amarelo.

A observação petrográfica de uma lâmina preparada com base na amostra colhida de metagrauvaque mostra que corresponde a uma rocha metassedimentar de grão fino a médio, de textura bandada, composta essencialmente por quartzo, moscovite, turmalina e minerais opacos *(Figuras 33 e 34)*. O quartzo encontra-se em grãos de hábito anédrico a subédrico, com limites suturados e extinção ondulante, sugerindo recristalização dinâmica e deformação intracristalina. Em algumas situações o quartzo encontra-se rodeado por micas formando "*quartz eye*s" (olhos de quartzo) *(Candela, 1997) (Figura 35)*. A moscovite ocorre sob a forma de agregados alongados com os planos de clivagens encurvados, exibindo pleocroísmo verde-claro a castanho (*Figura 36*). A turmalina está presente em cristais subédrico-anédricos, com coloração castanha intensa e pleocroísmo marcado entre o castanho e o verde-claro, ocorrendo preferencialmente concentrada em níveis específicos, mas também dispersa na matriz, por vezes com textura granoblástica ou como cristais isolados envoltos por quartzo. A ocorrência desta turmalina e tendo em conta que o granito de Ervedosa contacta com este metagrauvaque, indica que terá ocorrido uma circulação de fluidos, provavelmente

hidrotermais, ricos em Boro que poderão ter promovido a deposição da turmalina. Minerais opacos aparecem como grãos dispersos, alguns com morfologia arredondada a disforme (ver *Figura 33*), devendo corresponder a óxidos de Fe. A textura dominante da rocha é lepidogranoblástica, refletindo a presença abundante de micas finamente orientadas e quartzo recristalizado. É evidente uma foliação tectónica bem desenvolvida, marcada pelo alinhamento preferencial das micas, zonas de quartzo alongado e bandas de segregação. Registam-se ainda evidências de deformação, como extinção ondulante, subgranulação e grãos com bordos recristalizadas no quartzo, indicadores de deformação em regime dúctil. A presença de turmalina, em conjunto com a textura e mineralogia, sugere metassomatismo local induzido por circulação de fluidos ricos em B, possivelmente associados à intrusão do granito moscovítico de Ervedosa, tendo os metagrauvaques sofrido metassomatismo sobreposto à deformação regional.

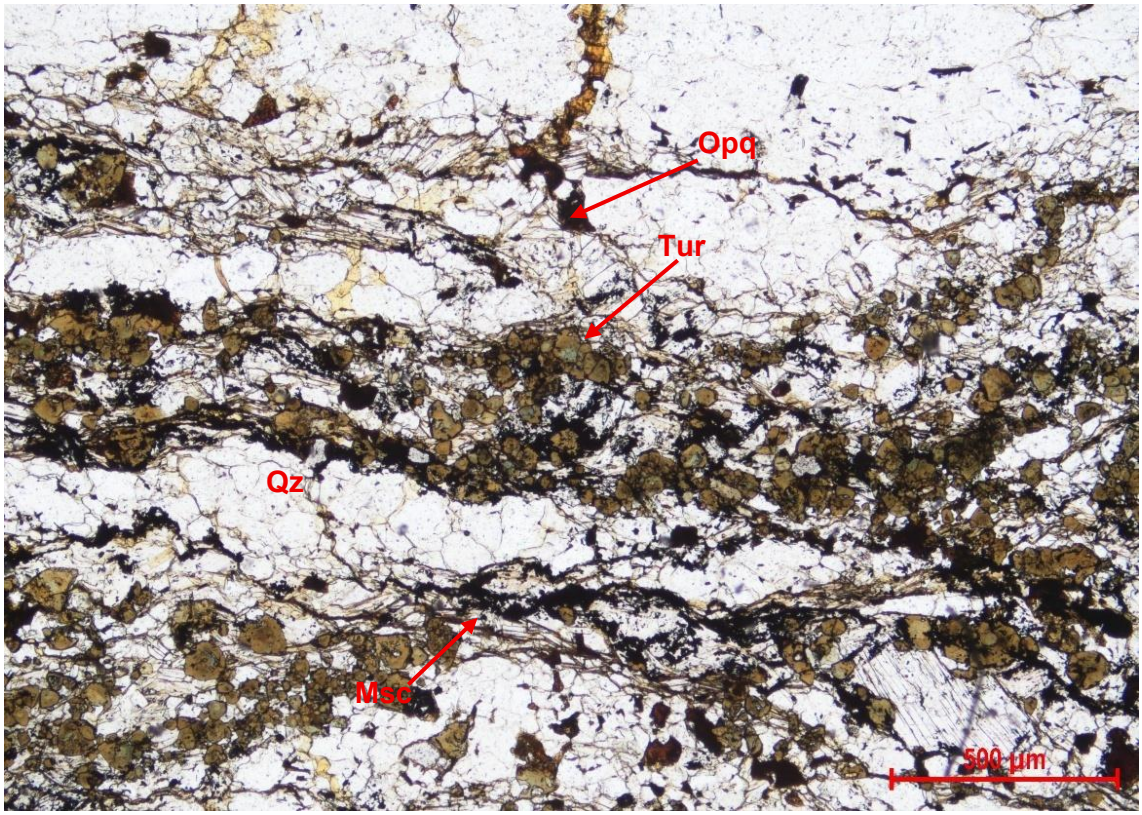


Figura 33 – Microfotografia do aspeto geral e textura dos metagrauvaques presentes na área da mina de Ervedosa, compostos por quartzo (Qz), moscovite (Msc), turmalina (Tur) e opacos (Opq). N// 50X.

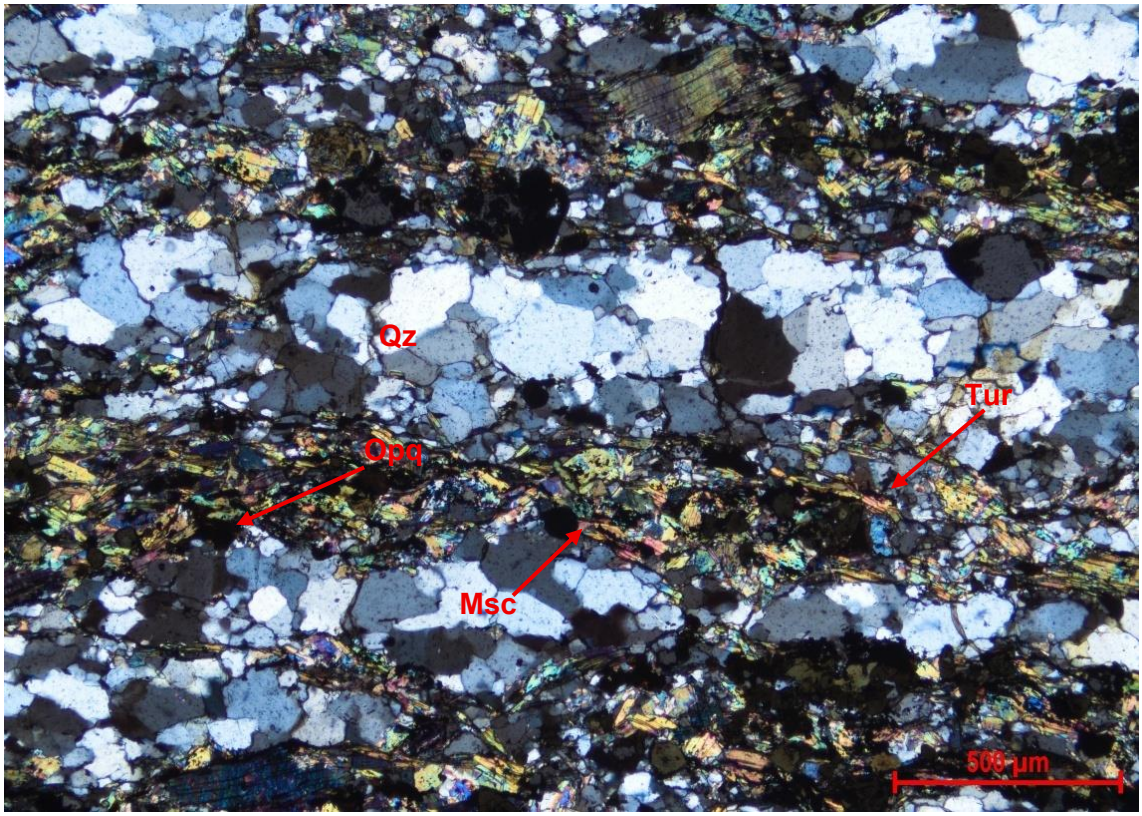


Figura 34 – Microfotografia do aspeto geral e textura dos metagrauvaques presentes na área da mina de Ervedosa, compostos por quartzo (Qz), moscovite (Msc), turmalina (Tur) e opacos (Opq). N// 50X.

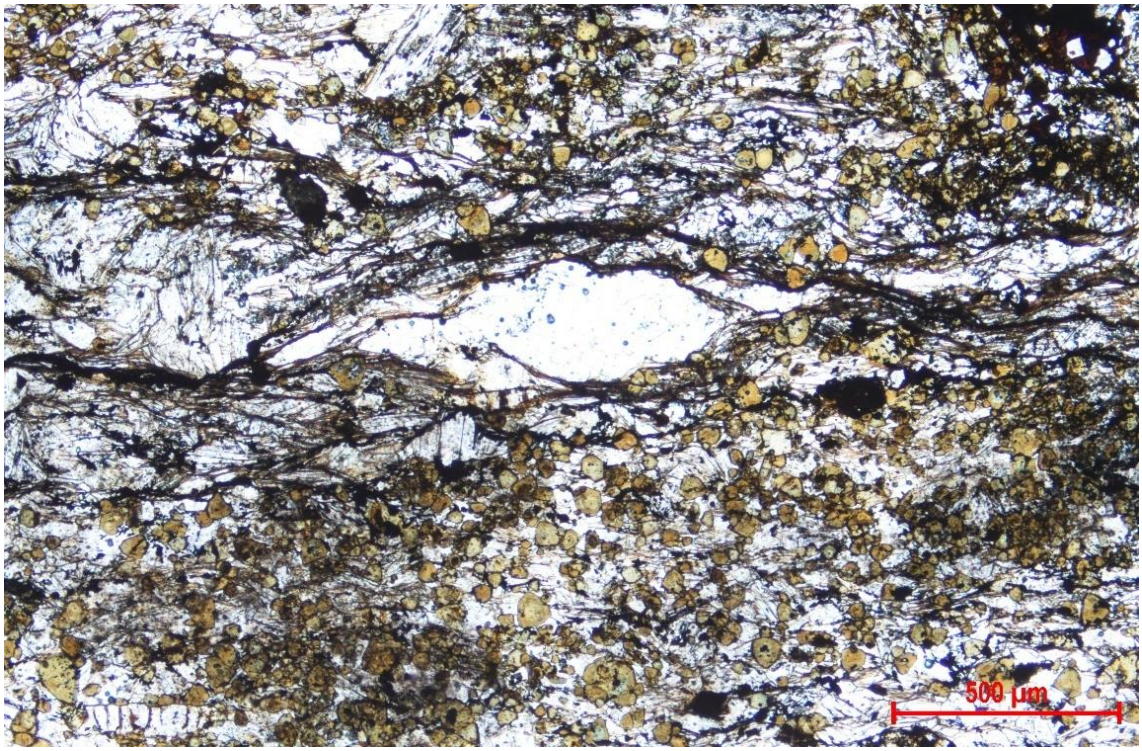


Figura 35 – Microfotografia de um dos aspetos da deformação sofrida pelos metagrauvaques, neste caso um quartz-eye *(Candela, 1997)*, rodeado por moscovite e definindo estruturas C-S. N// 50X.

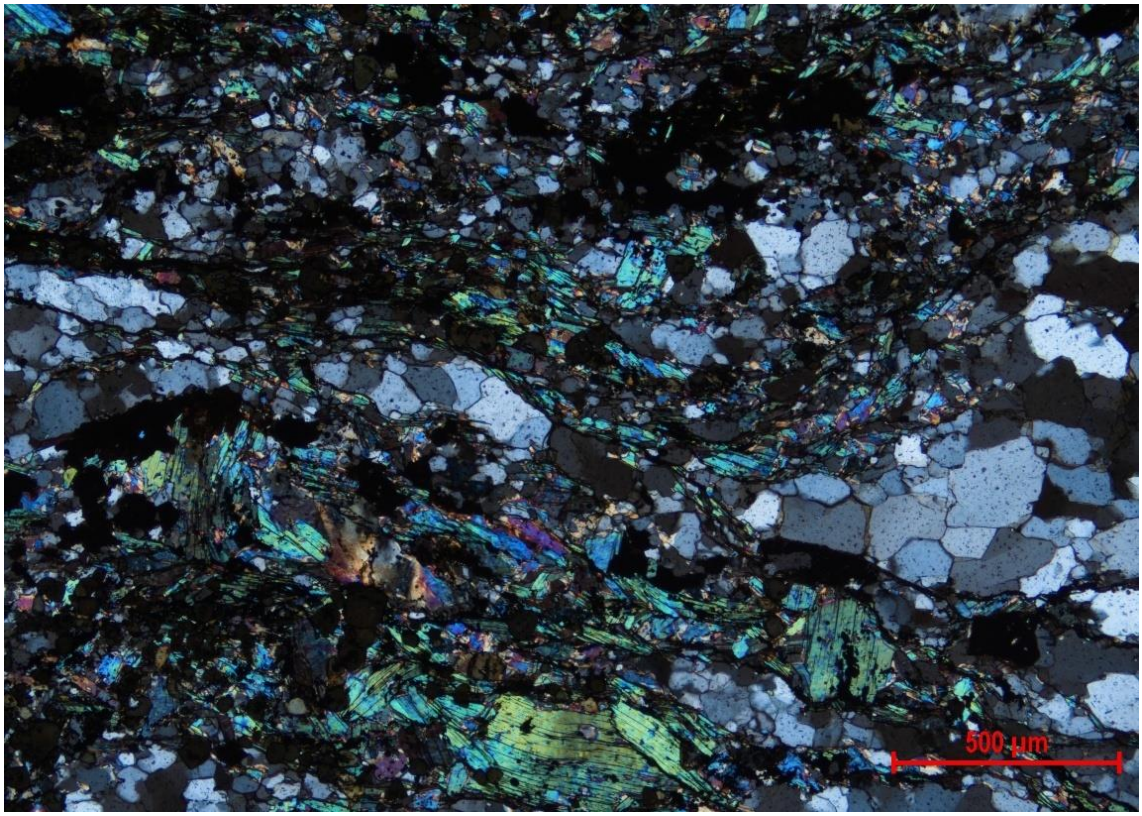


Figura 36 – Microfotografia dos vários aspetos de deformação presentes, como o quartzo recristalizado e subgranulado, alongado, com extinção ondulante, bem como o alongamento das palhetas de moscovite. NX 50X.

O topo desta unidade de metagrauvaques quártzicos é ocupado por um horizonte descontínuo de uma outra fácies metagrauváquica com clastos centimétricos de xistos negros, horizonte este que anuncia a passagem para o termo seguinte da sucessão litoestratigráfica, caracterizada por xistos gresosos associados a abundantes xistos negros grafitosos *(Figura 37)* com intercalações de liditos, onde localmente, podem ocupar a maior parte da sequência, como no setor a ENE da mina de Ervedosa, muito embora em outros setores possam dominar os xistos negros. *Meireles et al. (1987)*, refere a ocorrência de variscite nos xistos negros e liditos do Landoveriano, atribuindo-lhe uma origem epigenética.

Nesta secção em estudo, metassedimentos como os metagrauvaques quártzicos mostram uma xistosidade de direção bastante constante de N60° a N70° W, assim como dobras centimétricas de plano axial vertical a subvertical, e eixos de dobra com mergulho entre 10° a 15° e azimute entre os N120° e N130°E *(Figura 38)*. Apresentam uma tonalidade cinzento-clara e um aspeto mosqueado *(Figura 39)*, provavelmente correspondendo a minerais formados por metamorfismo de contacto desencadeado pela intrusão do granito de Ervedosa, assim como uma textura bandada caracterizada

pela ocorrência de níveis gessosos centimétricos e níveis micáceos *(Figura 40)*. Estes metassedimentos encontram-se ainda afetados frequentemente por uma clivagem de fratura vertical sensivelmente perpendicular ao eixo das dobras e da xistosidade, com direções que variam entre os N30° e N45°E.



Figura 37 – Amostra de mão (Erv-XC1) que mostra o aspeto dos xistos negros grafitosos que afloram na área da mina de Ervedosa.



Figura 38 – Micaxisto cinzento mostrando xistosidade N70°E, subvertical bem marcada, e onde pontualmente se observam dobras centimétricas de plano axial subvertical e clivagem de fratura perpendicular aos eixos das dobras.



Figura 39 – Amostra de mão representativa dos xistos gresosos de aspeto mosqueado presentes na área de Ervedosa.

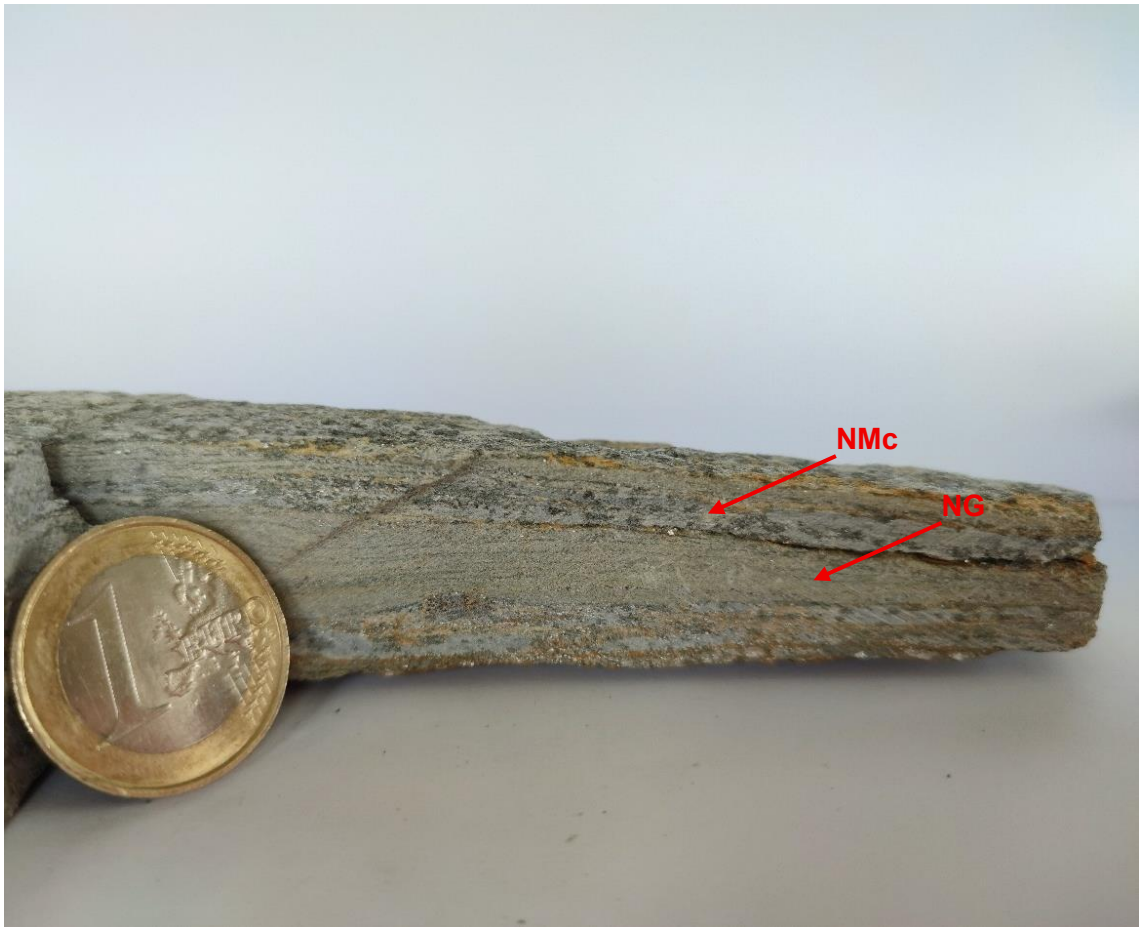


Figura 40 – Amostra de mão representativa dos xistos gresosos que ocorrem na área da mina de Ervedosa, que exibem uma textura bandada caracterizada pela intercalação de níveis centimétrico a milimétricos gresosos (NG) e níveis micáceos (NMc).

Este termo da sequência aparenta variar rapidamente em termos de espessura, encontrando-se particularmente bem desenvolvida a Este da mina de Ervedosa. O terceiro termo da sucessão corresponde a um horizonte de espessura métrica variável de quartzitos de tonalidade branca a cinzenta, bastante duros e exibindo frequentemente microdobras. Este horizonte de quartzitos pode ser observado quer em contato direto com o horizonte sobrejacente de xistos negros e liditos, como se verifica acontecer a Norte das minas de Ervedosa, ou pelo contrário encontrar-se separada deste horizonte por via de horizonte de xistos gresosos frequentemente ferruginosos. Localmente, o horizonte de quartzitos brancos a cinzentos pode mesmo surgir interestratificado ou na base do horizonte de xistos negros e liditos. Ao horizonte de quartzitos encontra-se suprajacente uma nova sequência de xistos gresosos relativamente espessa, com fácies muito semelhantes à sequência de xistos negros e liditos, e que se inicia por um horizonte descontínuo de xistos sericíticos cinzentos de aspeto acetinado. Encontram-se, ainda no seio desta unidade e de modo igualmente

descontínuo, níveis ora de natureza mais quartzítica, ora de natureza mais próxima aos grauvaques. O topo desta sequência de xistos gresosos culmina no desenvolvimento de quartzitos muito microdobrados de tonalidade branca a cinzentos, que encontram bem representados na área do marco geodésico de Ervedosa e a sul da localidade de Nuzedo. De acordo com *Gomes (1996)*, na localidade de S. Pedro Velho e nas proximidades da aldeia da Bouça, pode ser observados em rochas de natureza xistenta, retalhos de metaquartzitos grafitosos e xistos grafitosos contendo porfiróblastos de andaluzite, na sua grande parte retromorfizada para mica branca. Nesta área, os metassedimentos encontram-se afetados por metamorfismo de contato, sobreposto ao metamorfismo regional e que será descrito acompanhando a descrição das rochas granitoides a serem descritas.

3.3.2. Metamorfismo e tectónica

Ribeiro (1974) considera, que nas formações metassedimentares do domínio Peritransmontano, estão representadas as três fases de deformação da orogenia hercíniça, embora, sejam sobretudo bem visíveis as estruturas D1 e D3. A fase D1, cuja atuação deu origem à estrutura maior deste sector, que correspondem a dobras deitadas sub-isoclinais, com vergência para NE, acompanhadas de uma clivagem primária S1, com uma direção que varia entre N110° e N120°E. O segundo episódio de deformação, deu origem à grande estrutura antiforma deste sector, bem como dobras de eixo sub-horizontal e plano axial subvertical, que localmente podem ser acompanhadas de uma clivagem de fratura com uma direção compreendida entre N120° a N130°E, e ainda a lineações de crenulação e de intersecção com S1. Embora este episódio de deformação seja o segundo, este é, pelas suas características paralelizável com a terceira fase de deformação (D3) de *Ribeiro (1974)*. No que toca ao metamorfismo regional, este caracteriza-se como de baixo grau, correspondendo a condições termodinâmicas máximas de 450°C e 6-7 Kbar *(Lécolle et al., 1979)*. Este metamorfismo é caracterizado pela associação de quartzo, mais moscovite e biotite, aos quais se associa a albite, e muito raramente, a granada (var. almandina). Esta associação corresponde à zona da biotite da fácies dos xistos verdes *(Ferreira, 1972)*. Os metassedimentos encaixantes das rochas granitóides são afetados por uma auréola de metamorfismo de contato, que oblitera frequentemente o metamorfismo regional. O sector encontra-se afetado por uma intensa rede de falhas e fraturas, não raras vezes preenchidas por filões de quartzo de possança centimétrica a métrica. Podem ser

reconhecidas várias famílias de falhas subverticais, embora a família dominante corresponda à de direção N20°a N30°E.

3.3.3. Magmatismo

No trabalho de campo realizado e em trabalhos anteriores de outros autores, no setor da mina de Ervedosa encontram-se sobretudo representadas granitos moscovíticos e moscovítico-biotíticos sintectónicos relativamente a D3, os quais bordejam os granitoides biotíticos e biotítico-moscovíticos considerados por *Ribeiro (1974)* como ante-tectónicos relativamente a D3.

3.3.3.1. Granitoides moscovíticos e moscovítico-biotíticos sintectónicos relativamente a D3

A área da mina de Ervedosa localiza-se na zona de bordadura do granito moscovítico grão médio a fino, sintectónico, denominado granito de Ervedosa. O maciço de Ervedosa corresponde a um pequeno maciço alongado E-O, com dimensões aproximadas de 2km por 1km *(Figura 41)*. Encontra-se encaixado de modo discordante e com contatos bruscos e verticalizados, de geometria sobretudo retilínea *(Figuras 42 e 43)*, com as rochas xistentas do Silúrico inferior, nas proximidades do contacto entre estas rochas com granitoides (granitos e granodioritos de grão médio a grosseiro essencialmente biotíticos) ante a sintectónicos relativamente a D_3, e que formam uma extensa faixa NW-SE, aflorando a cerca de 1 km a sul e que se estende desde Rebordelo, a NW, até Agrochão-Murçós, a SE. Surge ainda na zona de contato do maciço de Rebordelo com o encaixante, assim como em pequenos afloramentos que intersetam este último ou ainda que foram englobados no designado por granito de Torre de D. Chama.

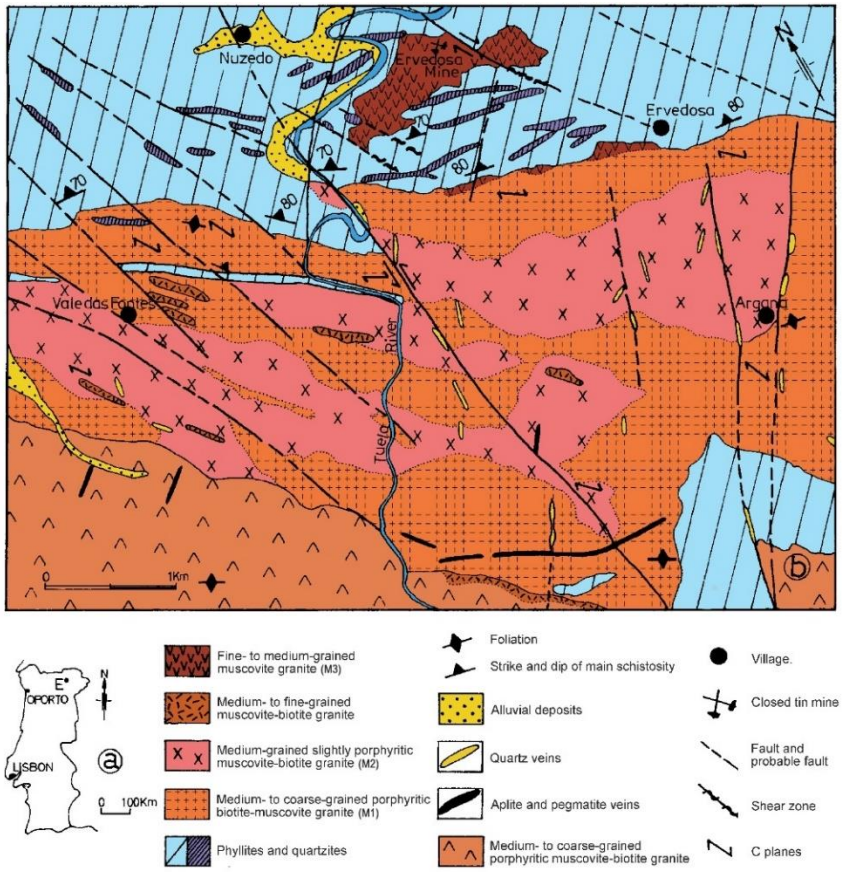


Figura 41 – Mapa geológico da área que inclui a antiga mina de Ervedosa (adaptado de *Gomes & Neiva, 2002*).



Figura 42 – Contato geológico bastante verticalizado e brusco (a vermelho) do granito de Ervedosa (parte inferior da imagem) com o encaixante metassedimentar, neste caso micaxistos apresentando metamorfismo de contato resultantes da intrusão deste granito.



Figura 43 – Exemplo de um contacto geológico relativamente verticalizado e de geometria mais retilínea (tracejado a vermelho) entre granito de Ervedosa e micaxistos do encaixantes.

De acordo com *Gomes (1996, 1999)* e *Gomes & Neiva (2002),* a maior parte do maciço granítico de Ervedosa não é orientado, com exceção das zonas próximo da parte leste do maciço, onde se apresenta rejeitado por uma zona de cisalhamento dúctil direita, de direção N30°W, onde a deformação que o afeta é mais intensa.

As melhores descrições texturais, petrográficas, petrológicas e geoquímicas do granito moscovítico de Ervedosa e rochas granitoides associadas são encontradas nos trabalhos de *Gomes (1996)* e *Gomes & Neiva (2000, 2002)*.

Nas amostras de granito moscovítico de Ervedosa analisadas petrograficamente neste trabalho, pode ser descrito, quando não alterado, como um granito leucocrata, de grão fino a médio, essencialmente moscovítico de textura hipautomórfica equigranular, e com uma nítida foliação N55-60°W nas áreas deformadas, desenvolvida posteriormente à sua instalação *(Figura 44 e 45)*.



Figura 44 – Pequena amostra não deformada e não alterada do granito moscovítico de grão médio a fino de Ervedosa, onde se denota a abundância de moscovite e rara biotite. Amostra gentilmente cedida pelo LNEG, São Mamede de Infesta, Porto.



Figura 45 – Amostra de mão de granito de Ervedosa muito alterado, mas ainda exibindo uma nítida foliação subvertical, e neste caso de direção N132°E.

As análises petrográficas levadas a cabo em diferentes amostras, revelaram ser constituído em termos mineralógicos por quartzo, feldspato potássico, plagióclase, moscovite, raras biotite e clorite, monazite, apatite, zircão, ilmenite, rútilo e raríssimas uraninite e cassiterite.

O quartzo é o mineral mais abundante, ocorrendo em cristais anédricos e xenomórficos, podendo ser distinguidas diversas gerações, nas quais é difícil de interpretar a sequência de deposição de cada geração. Exibe claros sinais de deformação dúctil e frágil. Os cristais apresentam-se muito fraturados, extinção ondulante forte, bordos indentados *(Figura 46)* e cristais com textura em mosaico *(Figura 47)*, bem com granulação sobretudo nos bordos dos cristais *(Figura 48)*. Nas amostras mais intensamente deformadas, é notório que os cristais tendem a orientar-se de modo paralelo a subparalelo à foliação N55-60°W. Surgem não raras vezes cristais de geometria ocelada rodeado de palhetas de moscovite (*quartz eyes*), uma textura descrita por *Candela (1997)* indicativa de ter sido gerada por cisalhamento dúctil *(Figuras 49 e 50)*. Contém frequentemente inclusões de outros minerais, sobretudo moscovite (ver *Figura 48*).

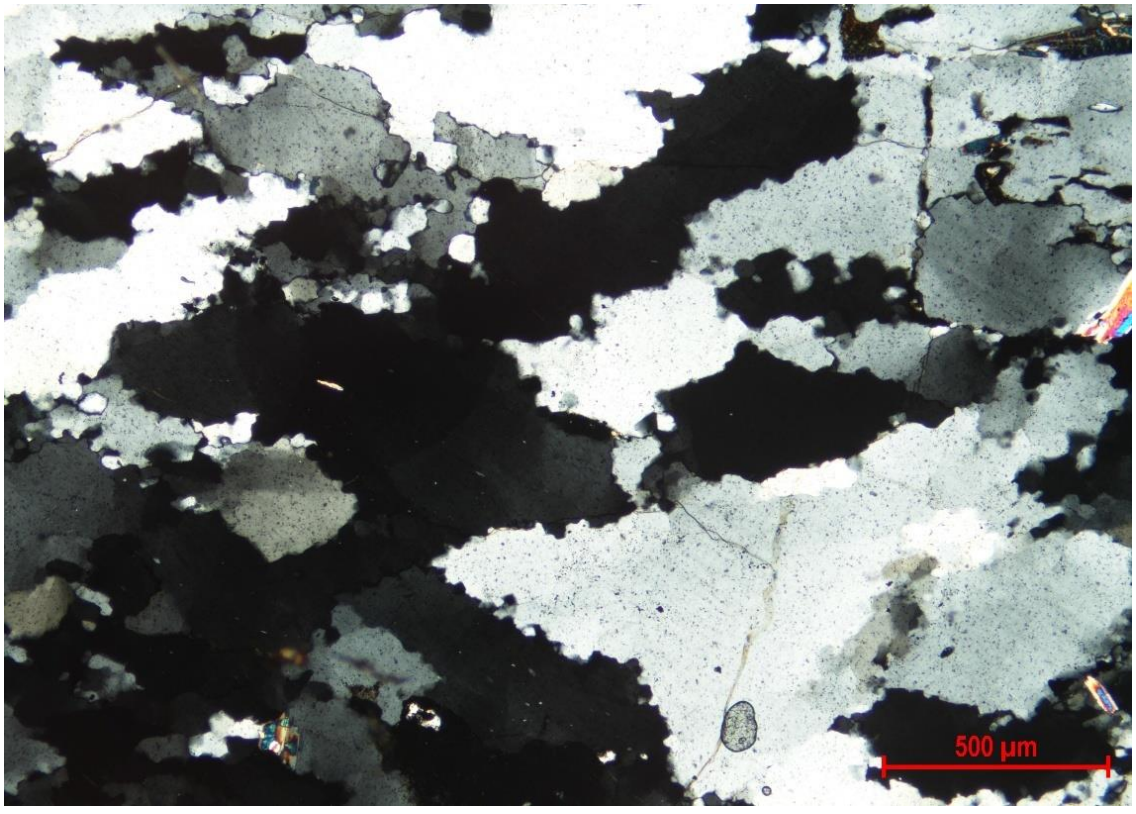


Figura 46 – Aspeto geral do quartzo presente no granito moscovítico de Ervedosa, onde ser destacam as geometrias anédricas e xenomórficas, bem como aspetos de deformação, como extinção ondulante e bordos indentados. NX.

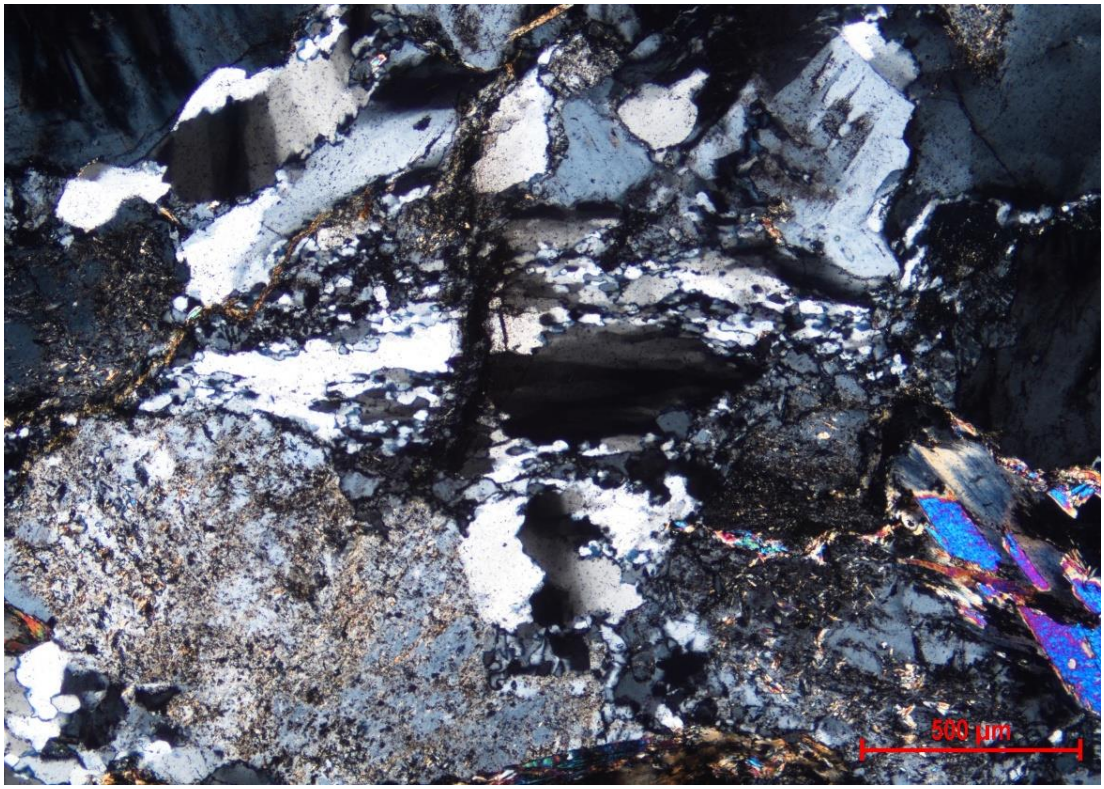


Figura 47 – Quartzo em cristais muito deformados e em agregados exibindo textura em mosaico. NX.

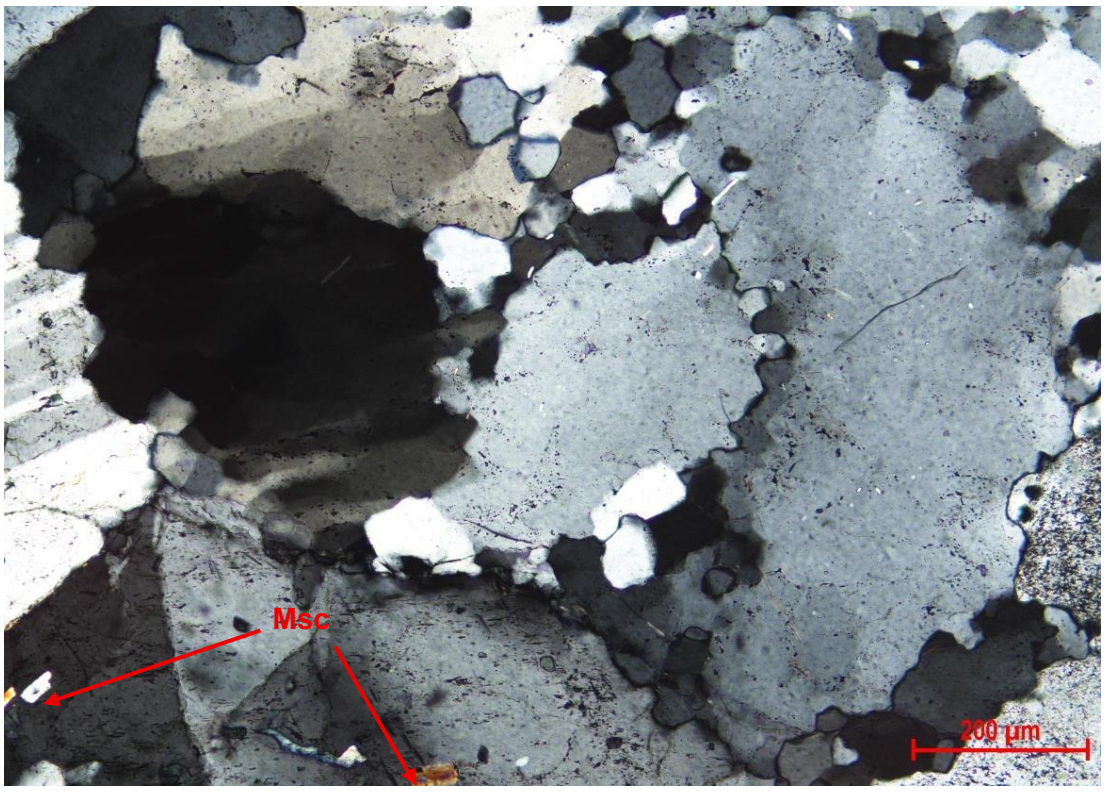


Figura 48 – Microfotografia do quartzo do granito de Ervedosa, onde se destaca a subgranulação nos bordos dos cristais. Note-se algumas pequenas inclusões de moscovite (Msc) no seio do quartzo. NX.

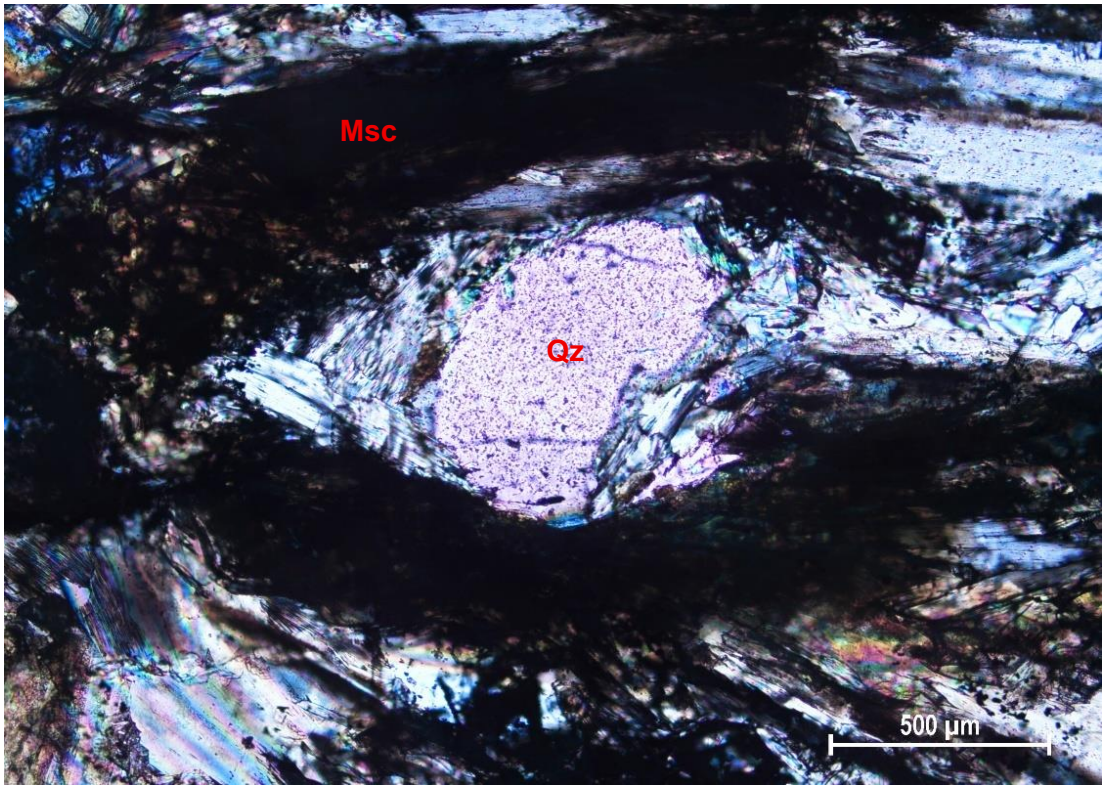


Figura 49 – Aspeto da deformação cisalhante de um grão de quartzo xenomórfico (Qz) rodeado por palhetas de moscovite (Msc). NX.

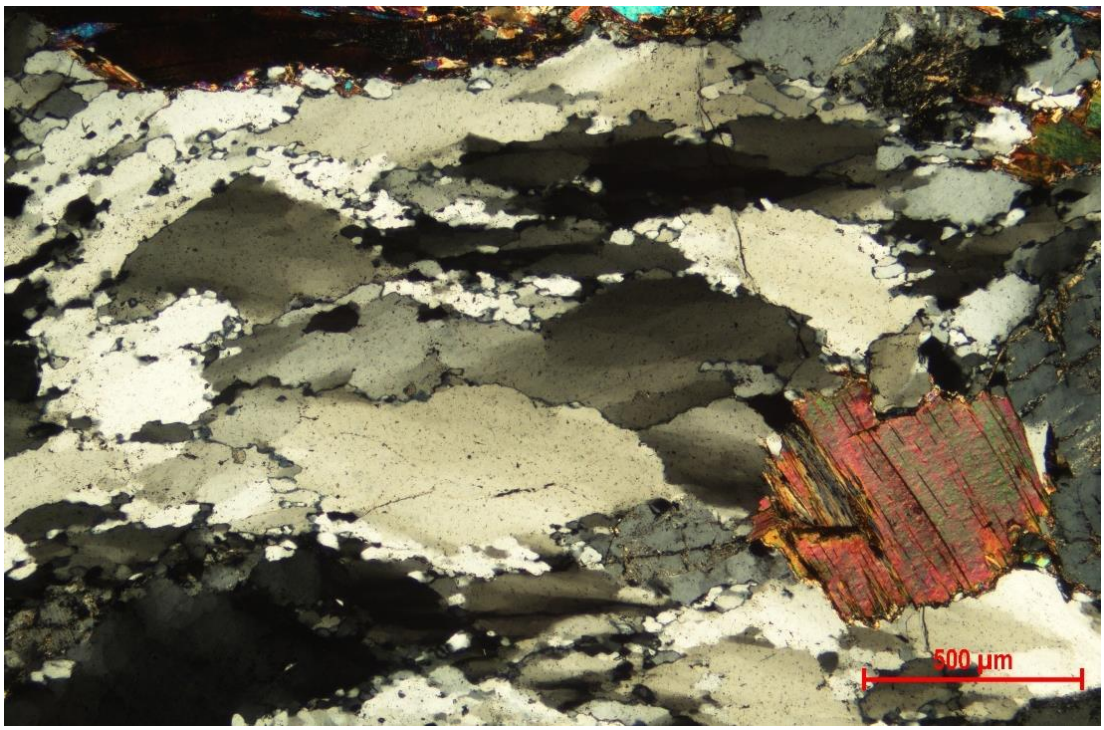


Figura 50 – Aspeto orientado do quartzo segundo a direção da foliação. Note-se diversos elementos da deformação presentes, tais como cristais alongados e de geometria ocelada, bordos indentados, subgranulações nos bordos e extinção ondulante. NX.

O feldspato potássico ocorre sobretudo em fenocristais cristais euédricos a subédricos bem desenvolvidos, passando a hábitos mais xenomórficos tanto quanto mais deformados se encontram. Exibem um importante processo de albitização *(Figura 51)*, numerosas inclusões de oligóclase-albite, macla de Carlsbad muito frequente assim como texturas micropertíticas. São comuns os fenocristais de bordos arredondados e corroídos por quartzo e moscovite *(Figura 52)*.

Ocorre, ainda, o feldspato potássico da matriz, sobretudo anédrico, exibindo com o reticulado característico da microclina com maior frequência do que a macla de Carlsbad, micropertites em pequenas vénulas, inclusões de moscovite biotite e opacos *(Figura 53),* e em amostras mais deformadas exibindo extinção ondulante forte.

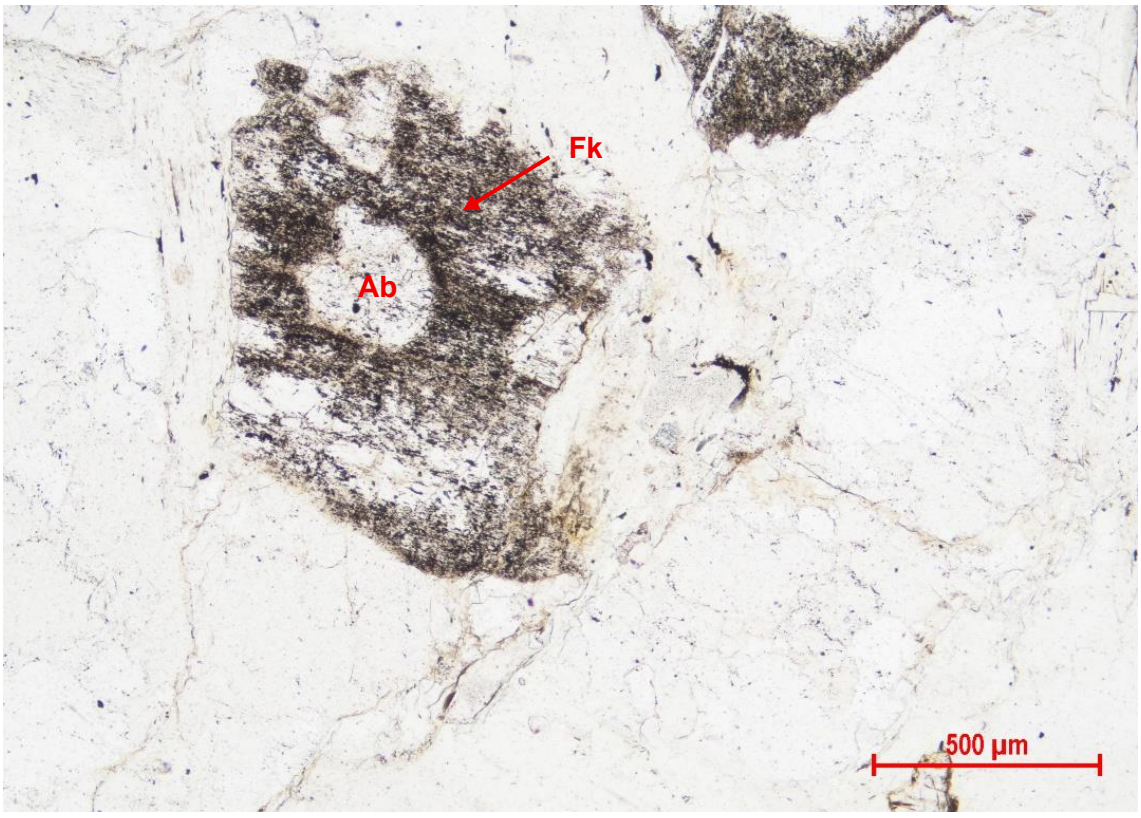


Figura 51 – Fenocristal de feldspato potássico (Fk) parcialmente substituído por albite (Ab). N//.

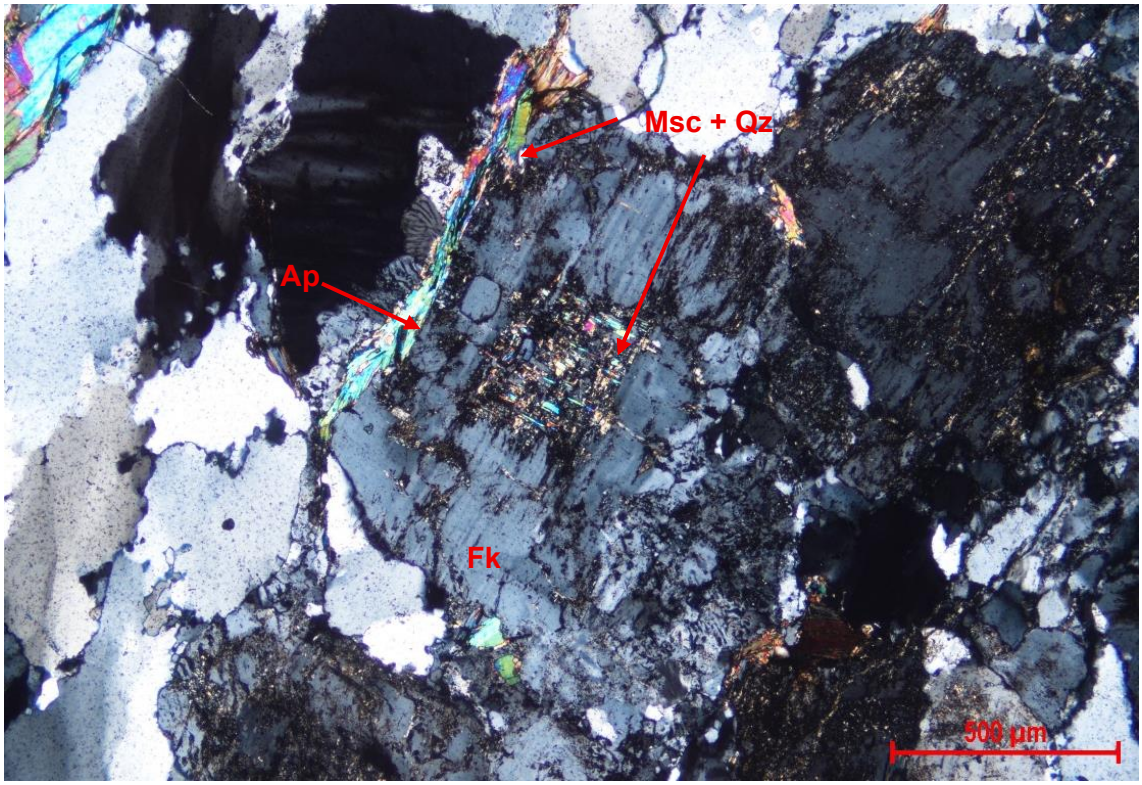


Figura 52 – Fenocristal de plagioclase, exibindo alteração, quartzo (Qz) e moscovite (Msc) no núcleo. São frequentes as inclusões de apatite (Ap) no feldspato potássico. NX.

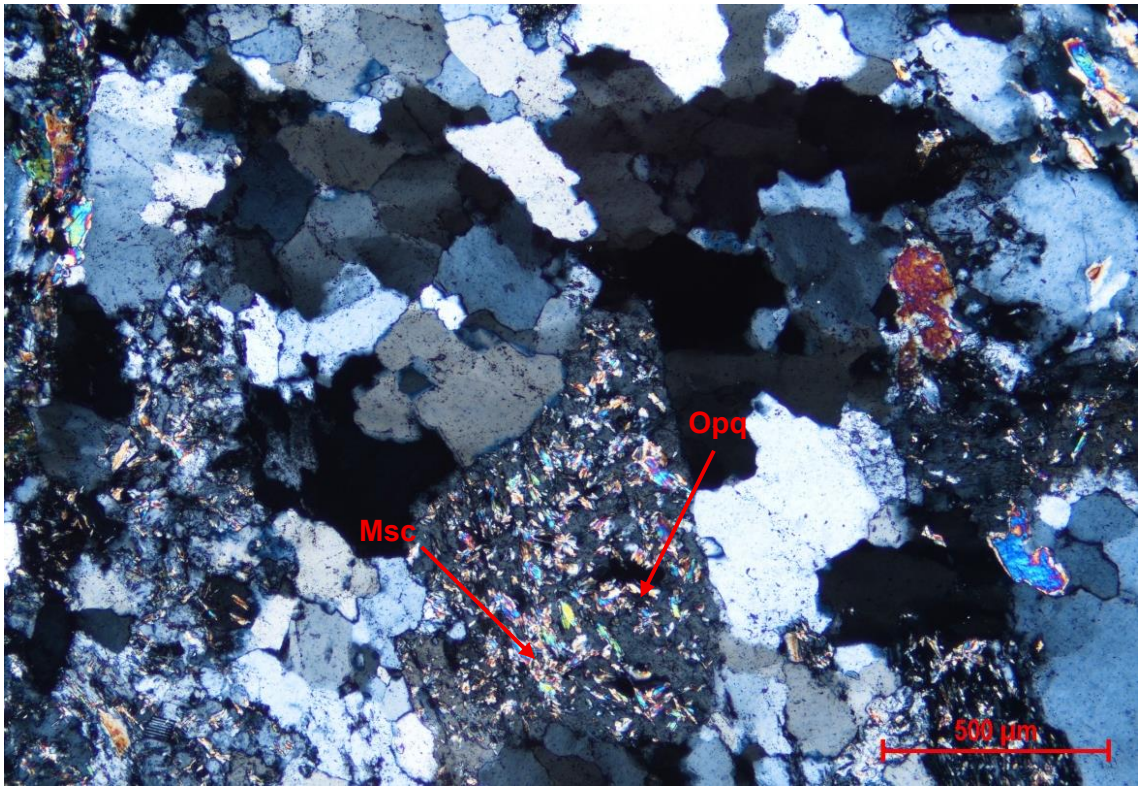


Figura 53 – Cristal anédrico de feldspato potássico da matriz do granito de Ervedosa, exibindo inúmeras inclusões de moscovite (Msc) e opacos (Opq). NX.

A plagióclase é uma albite, surgindo em cristais anédricos a subédricos, mais raramente euédricos, exibindo macla polissintética e numerosas inclusões de moscovite, quartzo, biotite, apatite e opacos (*Figuras 54* a *56*). Encontra-se frequentemente a ser substituída por microclina *(Figura 57)*, sendo a microclinização por vezes intensa, e substituindo praticamente cristais inteiros. Existe ainda alguma sericitização dos cristais de plagióclase (ver *Figura 57*).

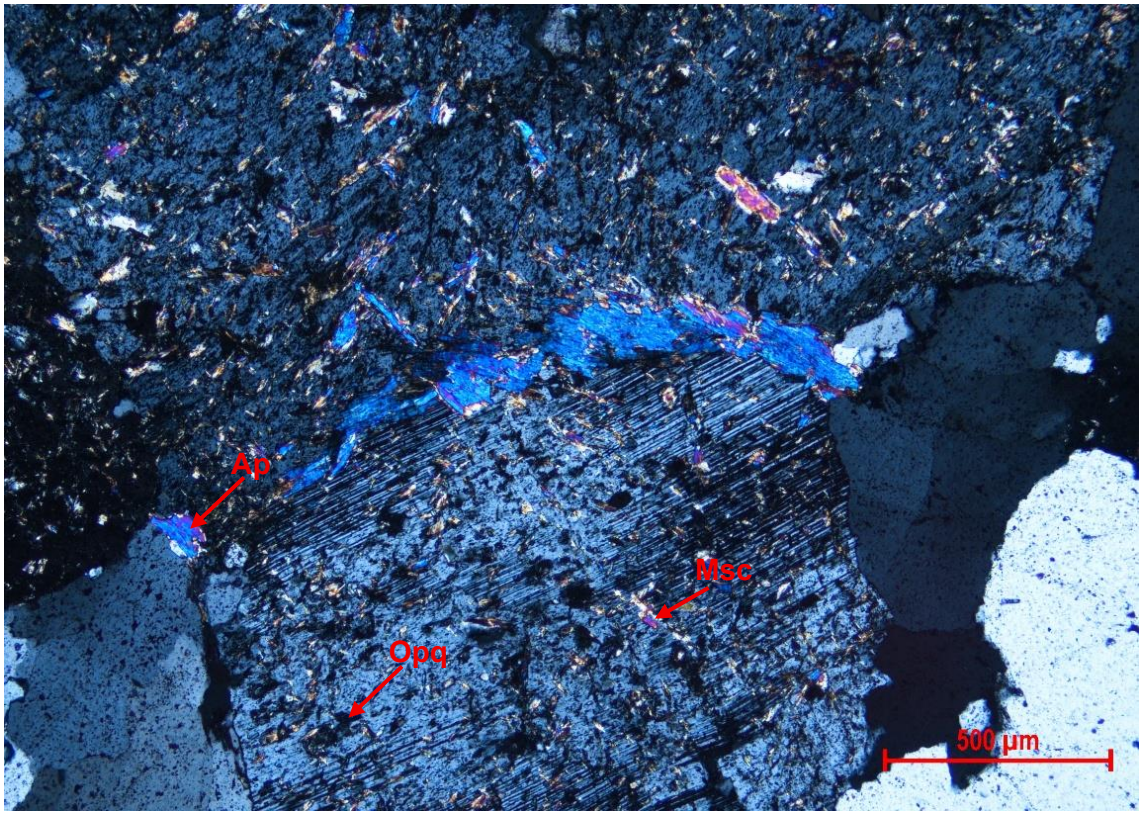


Figura 54 – Cristal subédrico de plagióclase (Plg) contendo inúmeras inclusões de moscovite (Msc), apatite (Ap) e opacos (Opq). NX.

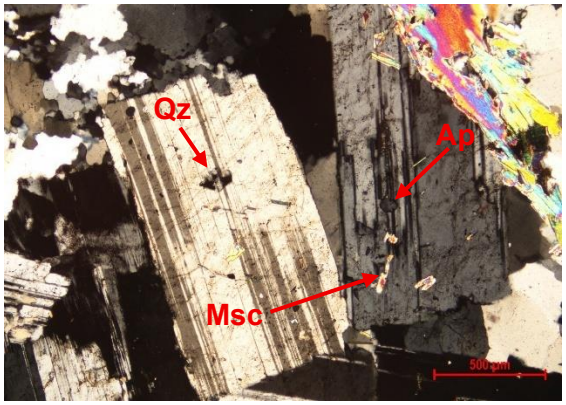


Figura 55 – Microfotografia de dois cristais subédricos de plagióclase, exibindo a típica macla polissintética, bem como inclusões de quartzo (Qz), moscovite (Msc) e apatite (Ap). NX.

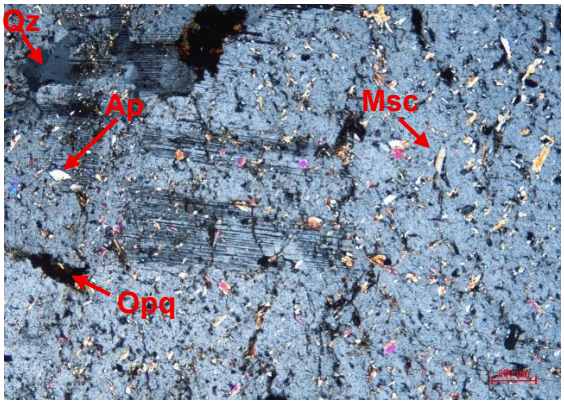


Figura 56 – Microfotografia do detalhe de um cristal de plagióclase, com macla polissintética e múltiplas inclusões de quartzo (Qz), moscovite (Msc), apatite (Ap) e opacos (Opq). NX.

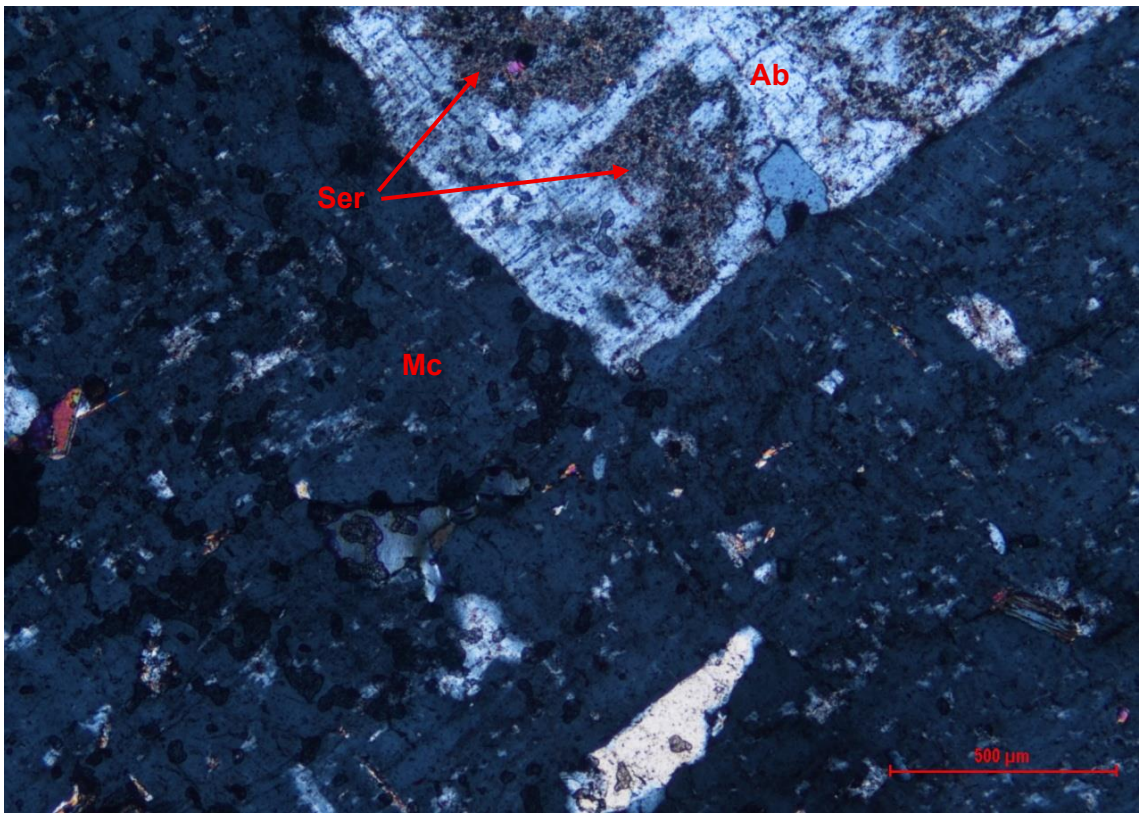


Figura 57 – Microfotografia de um cristal de albite (Ab) a ser microclinizado (Mc) e a exibir sericitização (Ser). NX.

A moscovite primária ocorre em cristais tabulares bem desenvolvidos e de hábito subédrico a anédrico, distribuindo-se de modo homogéneo na matriz do granito e com as palhetas a encontrarem-se frequentemente orientadas de modo paralelo a subparalelo à foliação do granito *(Figura 58).* Exibe sinais de deformação além da orientação das palhetas, nomeadamente extinção ondulante, cristais de geometria

ocelada, bem como clivagens encurvadas *(Figura 59)*. Podem ser encontradas inclusões de minerais na moscovite primária, nomeadamente quartzo, rútilo, apatite, silimanite e ilmenite. Pode ser ainda identificada moscovite secundária que ocorre em finos feixes a intersetar e a substituir diferentes minerais e contornando minerais como o quartzo e o feldspato potássico (*Figura 60*), moscovite esta que terá resultado da alteração de minerais como o feldspato potássico e biotite. Distingue-se da moscovite primária pelo facto de se encontrar muito pouco a não deformada e pelo hábito subédrico que muitas palhetas exibem.

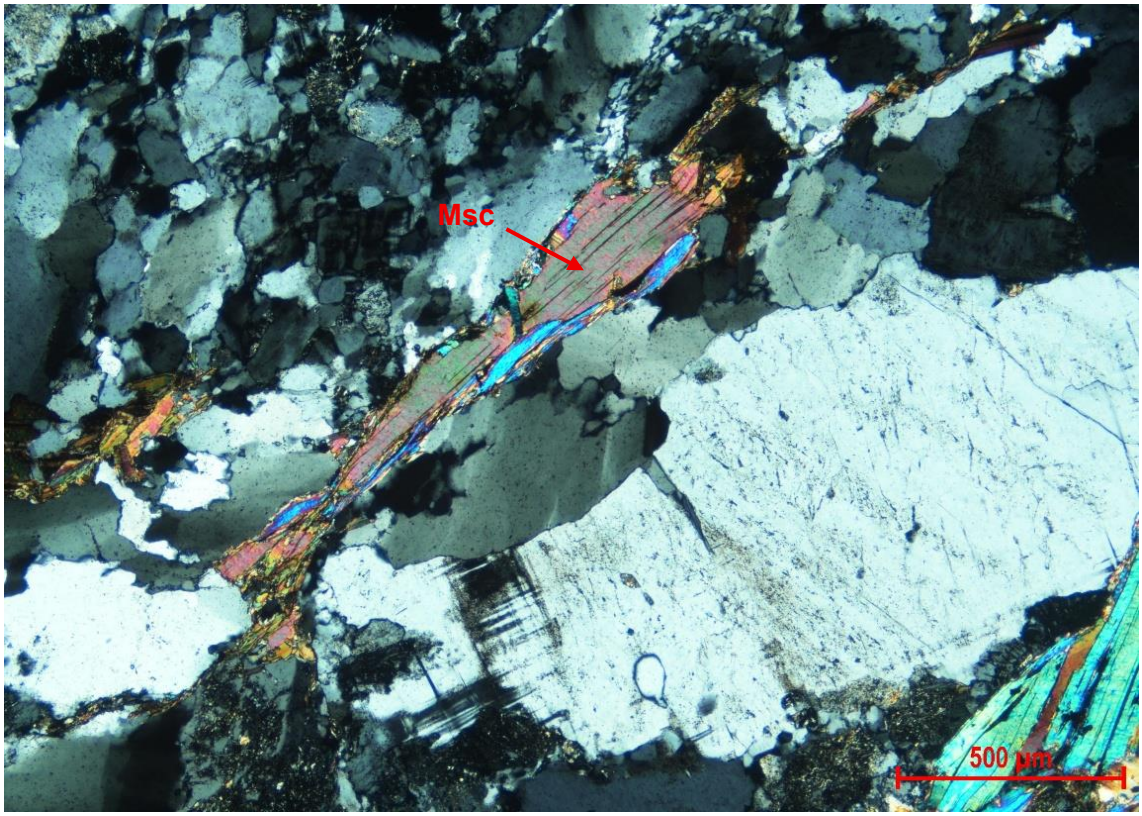


Figura 58 – Microfotografia de cristais subédricos alongados de moscovite (Msc) primária no granito de Ervedosa. Também é evidente a microclinização do feldspato potássico (ortóclase). NX.

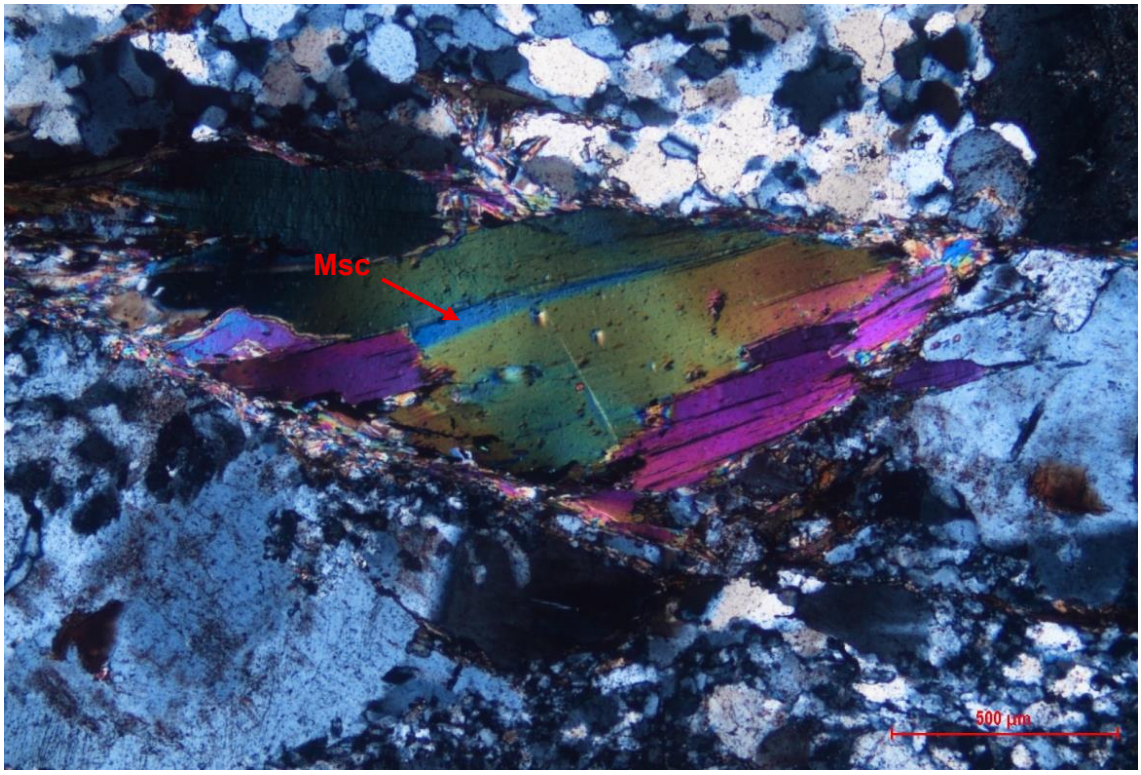


Figura 59 – Microfotografia de um cristal de moscovite deformado e de geometria ocelada, e onde se observam as clivagens encurvadas. NX.

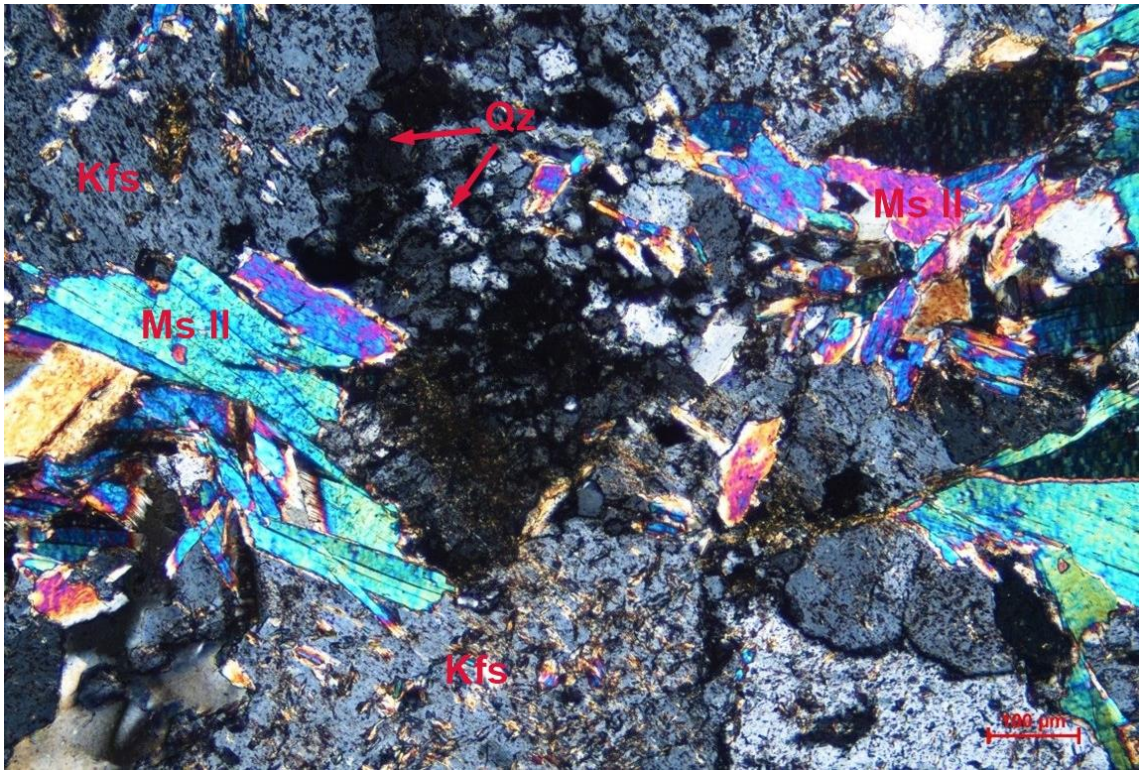


Figura 60 – Microfotografia de várias palhetas de moscovite secundária de hábito subédrico não deformadas, a substituir minerais como o quartzo e o feldspato potássico. NX.

A biotite é particularmente rara no granito de Ervedosa, sendo apenas possível de observar em amostras menos alteradas do granito. Quando observável correspondem a cristais de hábito subédrico a anédrico, e não representando mais do que vestígios deste mineral. Surge sobretudo associada à moscovite, em pequenos aglomerados de palhetas e, onde localmente se observam restos/relíquias de biotite ao longo das clivagens da moscovite bem como a passagem de biotite a moscovite em continuidade ótica no mesmo cristal, substituindo a biotite *(Figura 61)*. Em algumas biotites é possível de observar halos pleocróicos que denunciam a presença de zircões (ver *Figura 61*).

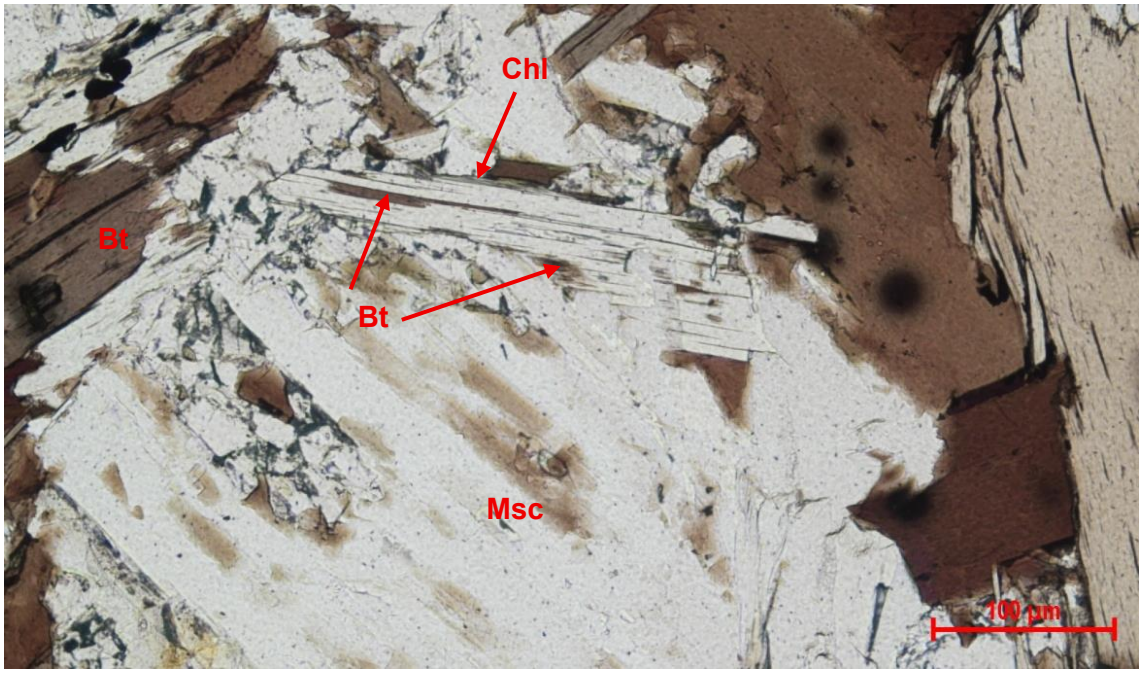


Figura 61 – Microfotografia de raros cristais de biotite (Bt) a serem alterados para moscovite (Msc). Note-se a presença de vestígios de biotite ao longo das clivagens da moscovite, bem como rara clorite (Chl). N//.

A monazite é um mineral acessório frequente, ocorrendo em diminutos grãos euédricos a subédricos em minerais como a moscovite, apatite, zircão e ilmenite *(Figura 62)*.

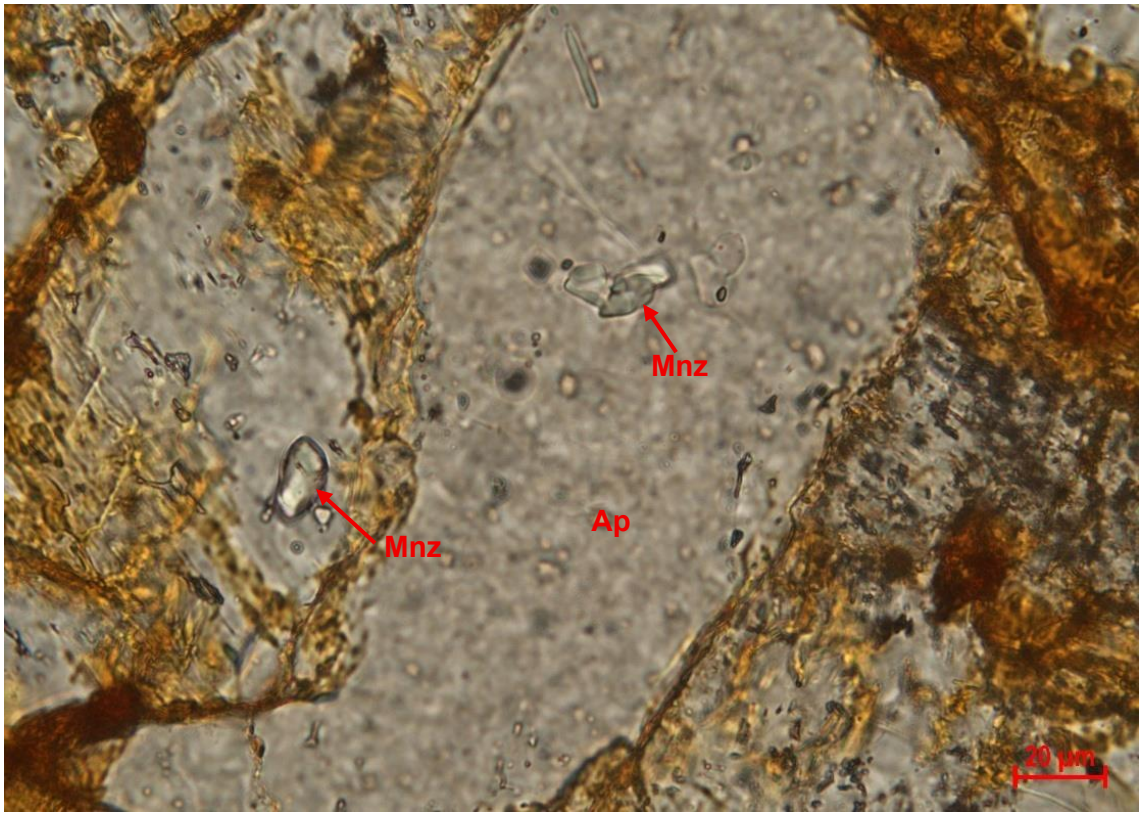


Figura 62 – Microfotografia de um cristal de apatite (Ap) com inclusões de monazite (Mnz). N//.

A apatite é o mineral acessório mais abundante, ocorrendo essencialmente como inclusão na moscovite e nos feldspatos potássicos, sendo a própria apatite hospedeira de minerais acessórios como o zircão, a monazite e rútilo (ver *Figura 62*).

O zircão surge como inclusão em minerais como a moscovite, a apatite e, de modo mais raro, no feldspato potássico, sendo de dimensão muito diminuta e de hábito euédrico a subédrico (*Figuras 63* e *64*). Exibe muito frequentemente inclusões de monazite e zonamentos internos *(Figura 65)*.

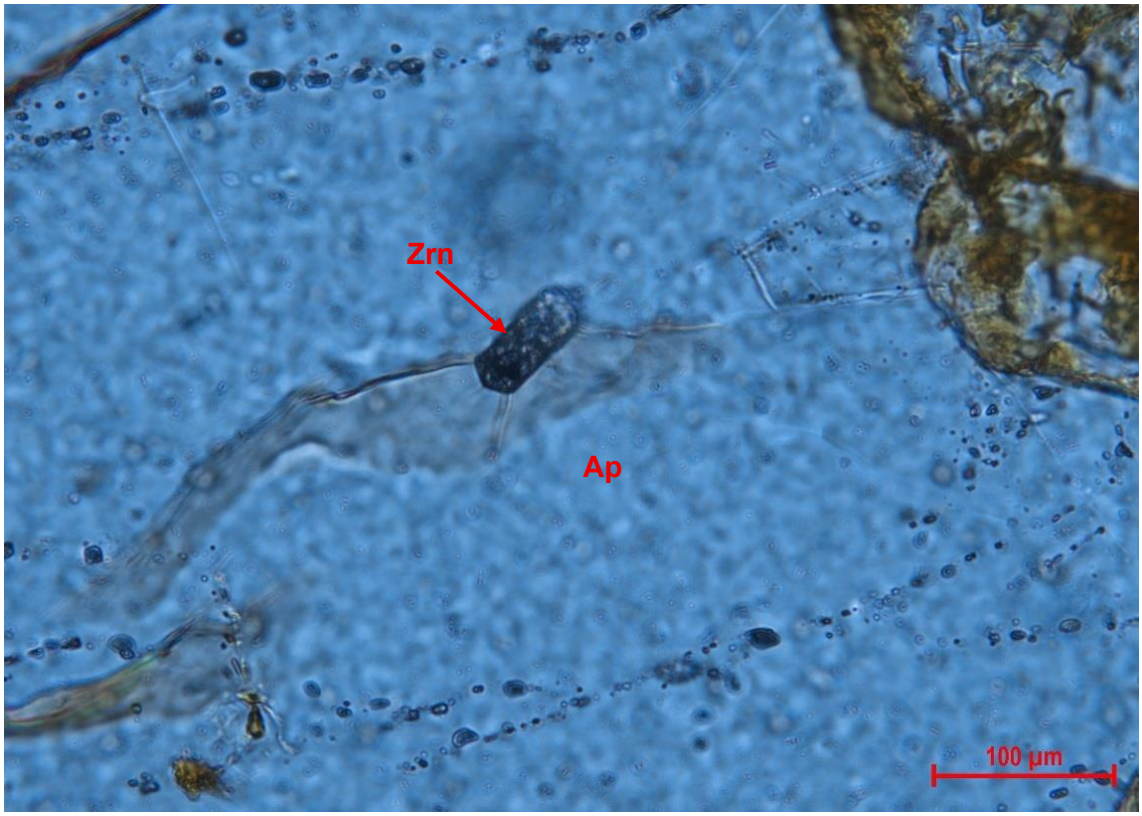


Figura 63 – Microfotografia de um cristal de apatite com uma inclusão de zircão de hábito euédrico. N//.

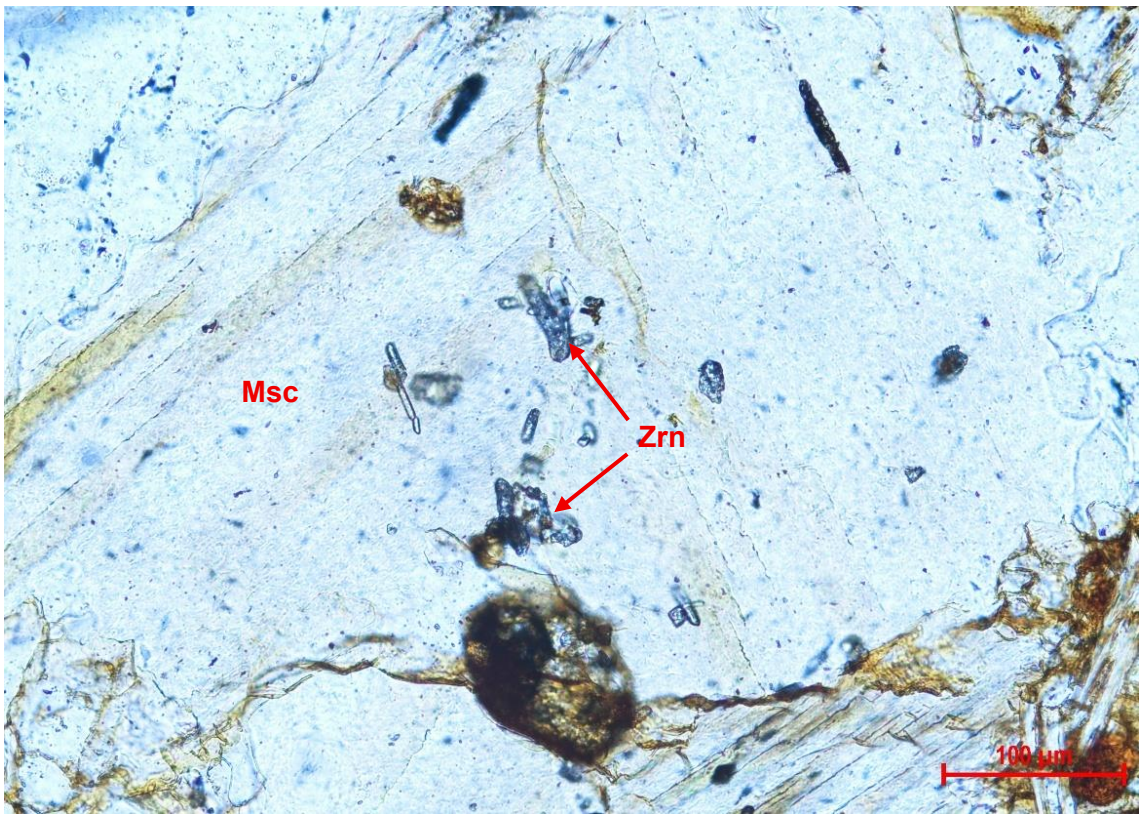


Figura 64 – Microfotografia de um cristal de moscovite (Msc) contendo múltiplas inclusões de zircão (Zrn). N//.



Figura 65 – Microfotografia de um cristal euédrico de zircão (Zrn) incluso num cristal de apatite com múltiplas inclusões de monazite (Mnz), e observando-se o zonamento interno. N//.

A ilmenite é comum, ocorrendo como inclusão na apatite e na moscovite, ao longo dos planos de clivagem *(Figura 66)*.

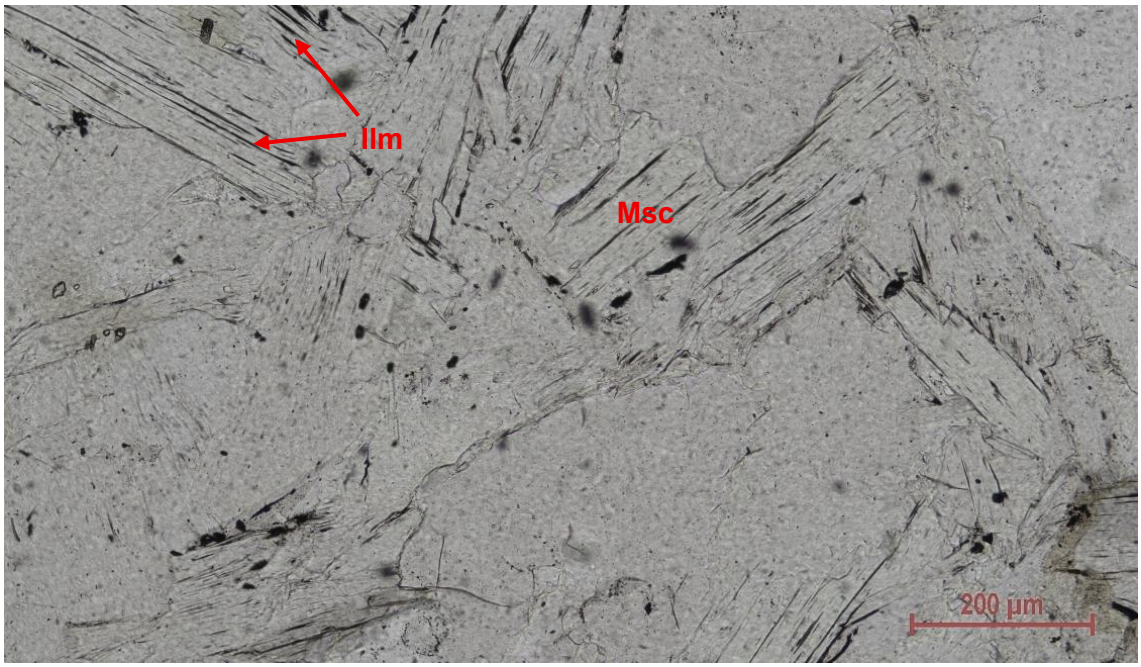


Figura 66 – Microfotografia de um cristal de moscovite (Msc) exibindo múltiplas inclusões de ilmenite (Ilm) ao longo dos planos de clivagem. N//.

O rútilo é pouco comum, surgindo incluso na moscovite em cristais anédricos de coloração vermelha e de muito pequena dimensão *(Figura 67)*.

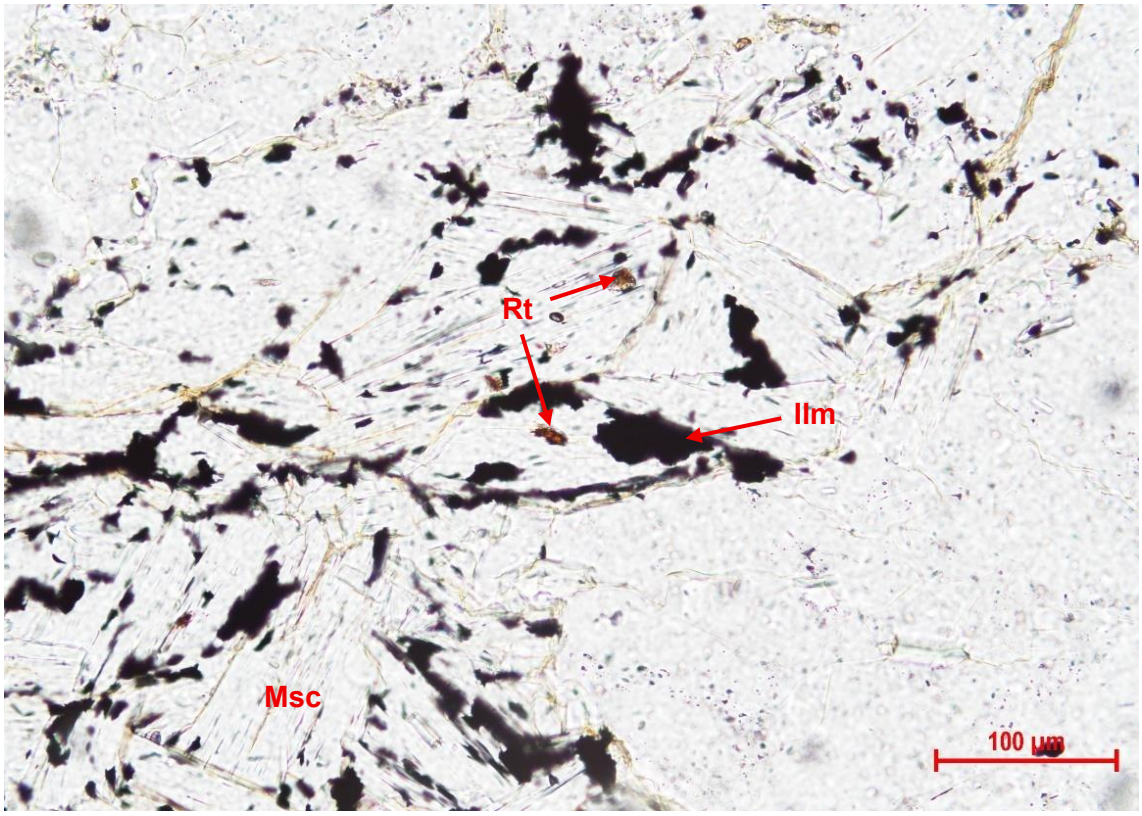


Figura 67 – Microfotografia de um cristal de moscovite (Msc) com inúmeras inclusões de ilmenite (Ilm) e algumas pequenas inclusões de rútilo (Rt). N//.

A cassiterite magmática é extremamente rara, tendo sido apenas identificado apenas um cristal de hábito subédrico, de cor castanho-avermelhado, de muito pequena dimensão e que localmente se associava à moscovite *(Figura 68)*.

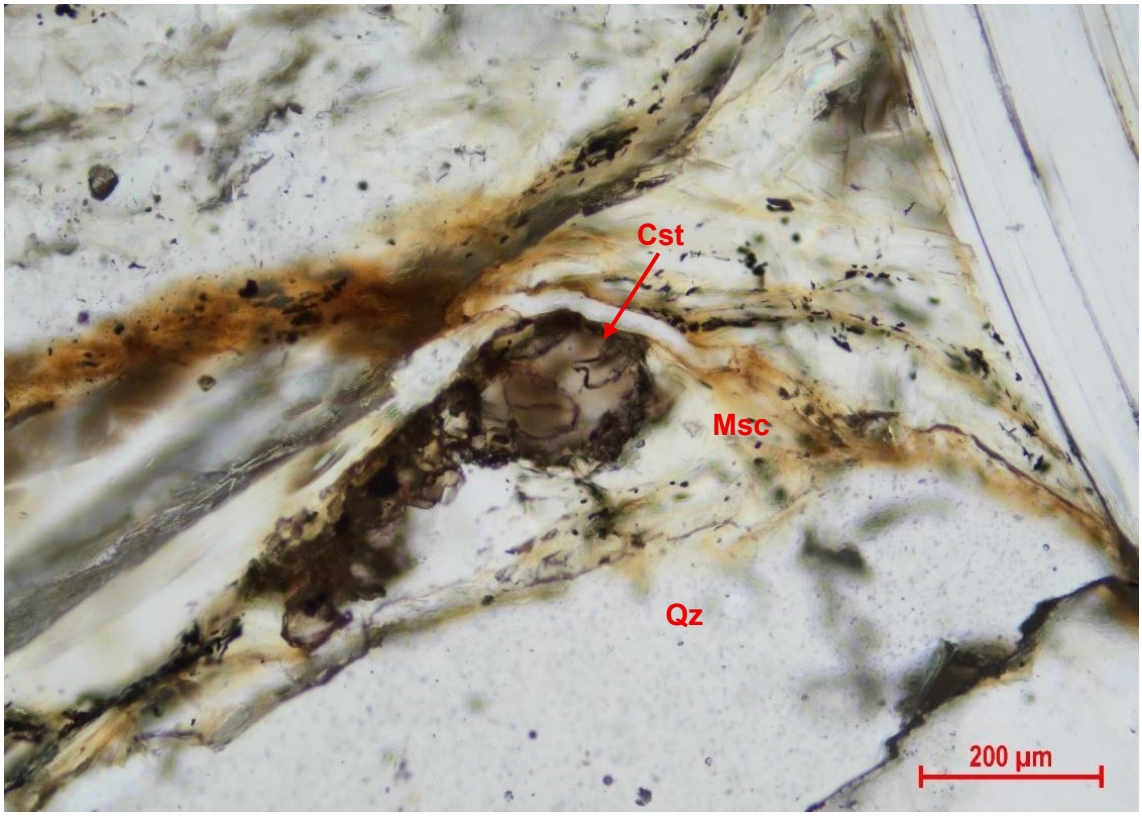


Figura 68 – Microfotografia de um cristal subédrico de cassiterite (Cst) magmática, associado à moscovite (Msc) e quartzo (Qz). N//.

Nas áreas próximas aos filões/filonetes mineralizados, o granito de Ervedosa apresenta disseminações de arsenopirite e mais raramente pirite, por vezes em cristais euédricos a subédricos centimétricos. Os encraves são raros, embora possam ser distinguidos por vezes alguns encraves microgranulares micáceos negros de dimensão centimétrica.

O maciço de Ervedosa encontra-se, contudo, na extensão aflorante e observável, francamente alterado, correspondendo a uma rocha de cor creme a bege, e com frequentes manchas vermelhas de óxidos de ferro tardios, assim como *boxworks* e cavidades resultantes da alteração de sulfuretos como a arsenopirite e pirite, e por vezes preenchidos, por escorodite de cor verde, um arsenato hidratado de ferro resultante da alteração da arsenopirite *(Nesse, 1986) (Figura 69)*. Algumas amostras sofreram de tal modo o efeito de corrosão desencadeada pela produção de ácido sulfúrico, produto da interação dos sulfuretos com a água, que se desagregam facilmente.

Gomes (1996) refere ainda a existência de encraves microgranulares de corneana pelítica que podem atingir os 20 x 10 cm, embora estes não tenham sido observados em campo ou nas amostras por nós analisadas. *Derré et al. (1982)*, refere relativamente

ao granito de Ervedosa, a evidente moscovitização que o afeta, em particular nas áreas mais proximais aos filões mineralizados *(Figura 70)*.

A intrusão do granito de Ervedosa levou ao desenvolvimento de uma auréola de metamorfismo de contacto pouco extensa de aproximadamente 1 metro sobre o encaixante metassedimentar, levando ao desenvolvimento de um micaxisto constituído por quartzo, moscovite, turmalina, clorite, biotite, albite e opacos.

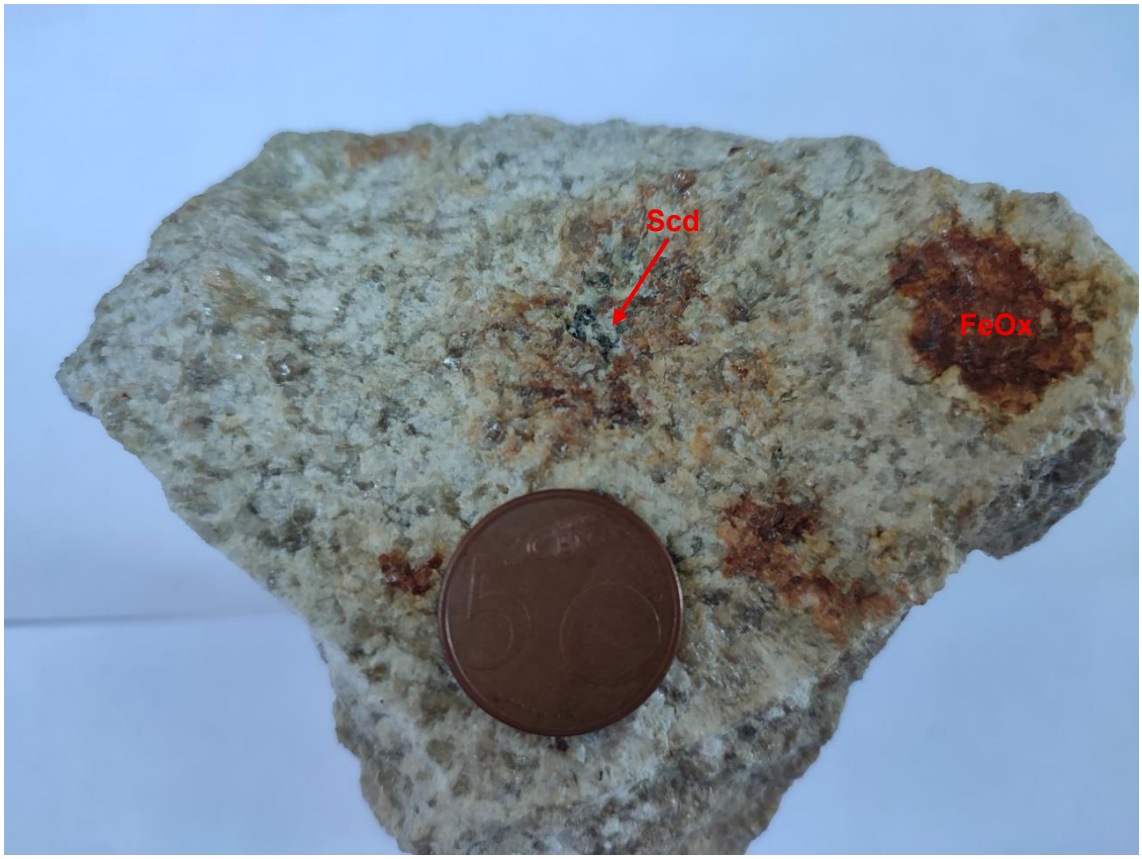


Figura 69 – Amostra parcialmente alterada do granito de Ervedosa onde podem ser observados óxidos de ferro tardios de tom avermelhado (FeOx) resultantes da alteração de sulfuretos como a arsenopirite e pirite, bem como uma cavidade preenchida por escorodite (Scd).

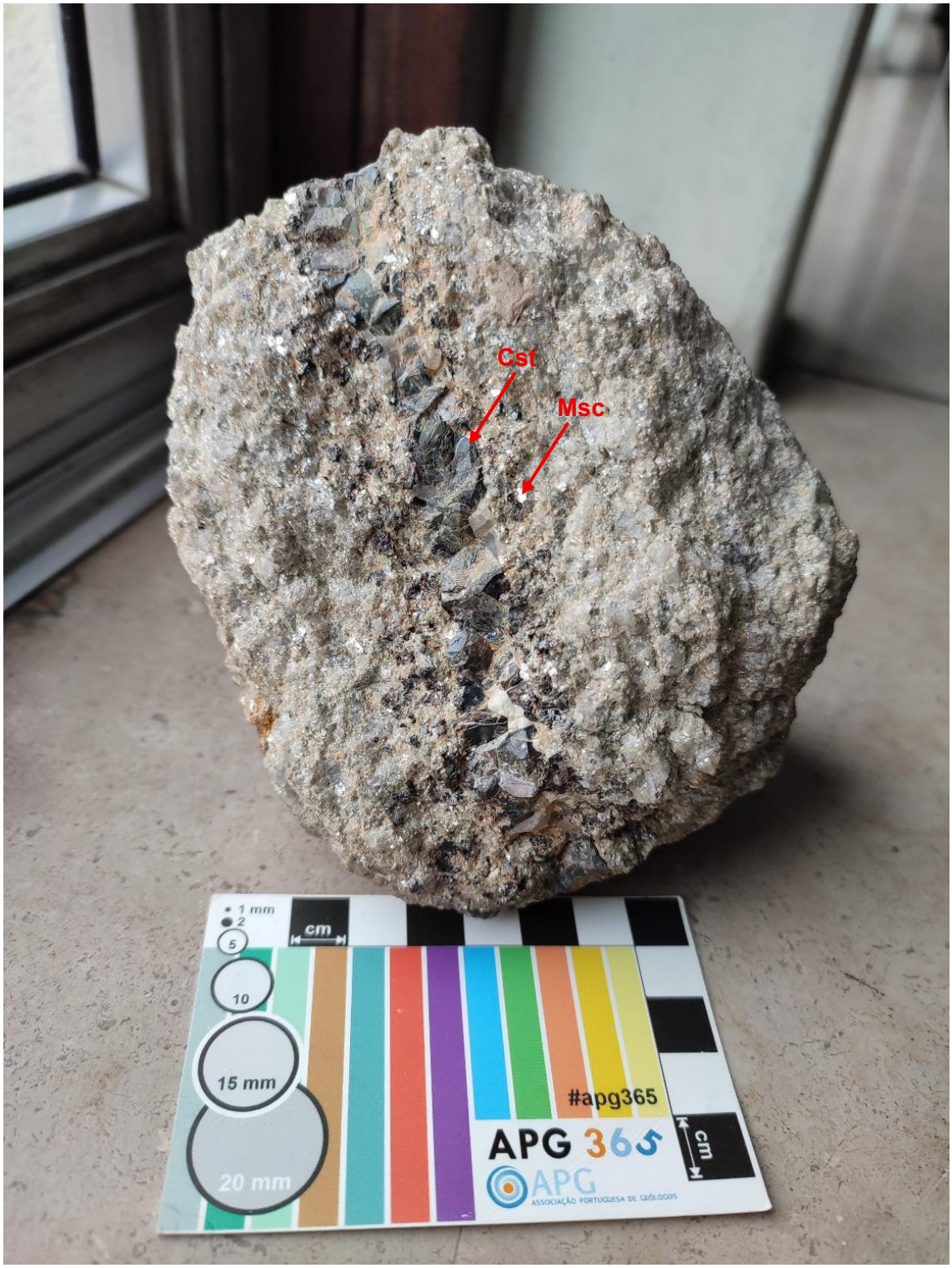


Figura 70 – Amostra não alterada do granito moscovítico de Ervedosa, de grão médio a fino, intersetado por um filonete centimétrico de quartzo com cristais subédricos a anédricos centimétricos de cassiterite (Cst), mostrando uma salbanda milimétrica de moscovite (Msc) nos bordos do filonete. A permissão do registo fotográfico desta amostra do museu foi gentilmente concedida pelo LNEG, S. Mamede de Infesta, Porto.

Durante os trabalhos de recolha de amostras para o presente trabalho, foi possível o acesso uma sondagem (ERVEDOSA-5) armazenada pelo LNEG de S. Mamede de Infesta (Porto) e executada pelo Serviço de Fomento Mineiro em 1988, em Cabeço da Fraga, a uma cota de 660,0 metros, visando a prospeção de U *(Figura 71).* A sondagem em questão *(Figura 72)* tem um comprimento total de 44,5 metros e uma inclinação de 50°, intersetando sobretudo os metassedimentos e um granito moscovítico-biotítico, de grão fino a médio e com uma textura porfiroide devida à presença de fenocristais de feldspato potássico de pequenas dimensões, e que os estudos petrográficos vieram a revelar tratar-se do granito de Ervedosa não alterado. Observam-se ainda alguns pequenos retalhos de aplito de cor bege claro, bem como frações de granito com grão mais grosseiro com tendência para uma textura pegmatítica e com maior abundância de biotite, ambos associados ao granito moscovítico-biotítico *(Figura 73).* Destacam-se aspetos da deformação tais como estruturas C-S com espaçamento centimétrico a milimétrico, e uma foliação evidente definida pelo alinhamento preferencial das micas e dos feldspatos *(Figura 74)*. A deformação encontra-se igualmente patente nos fenocristais milimétricos a centimétricos de feldspato potássico, que exibem frequentemente geometrias alongadas, oceladas e losângicas (ver *Figura 74*). É intersetado por alguns filonetes centimétricos de quartzo de tom cinzento, aparentemente estéril à vista desarmada, e que se encontra separado do granito por uma fina salbanda de moscovite *(Figura 75)*.

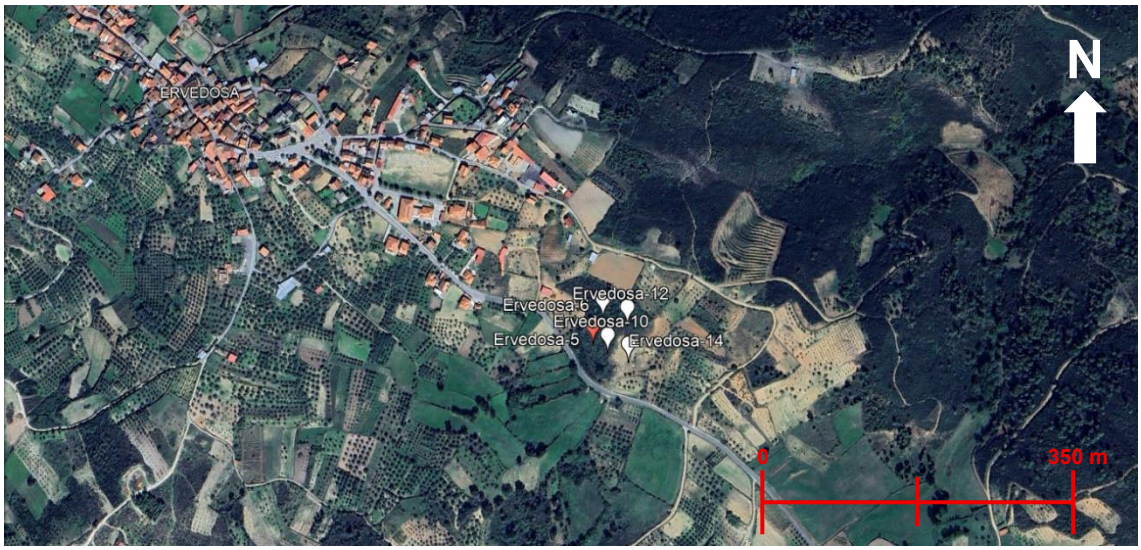


Figura 71 – Vista aérea da localização da campanha de sondagens levada a cabo pelo Serviço de Fomento Mineiro em 1988, e onde se insere a sondagem ERVEDOSA-5 (marcador vermelho). As localizações das sondagens foram consultadas na base de dados de sondagens Sondabase do Geoportal do LNEG a 12/05/2024.
(https://geoportal.lneg.pt/mapa/?escala=5000000&mapa=sondabase&LongLat=-16,38)



Figura 72 – Aspeto geral da parte da sondagem ERVEDOSA-5, observando-se que no caso desta secção selecionada, a sondagem interseta sobretudo o granito moscovítico-biotítico porfiroide de grão fino a médio (Gr), algumas porções de xistos de cor negra (Xt) e algumas porções de aplito (Apl) e granito de grão grosseiro a pegmatito (Peg) que ocorrem em associação com o granito.

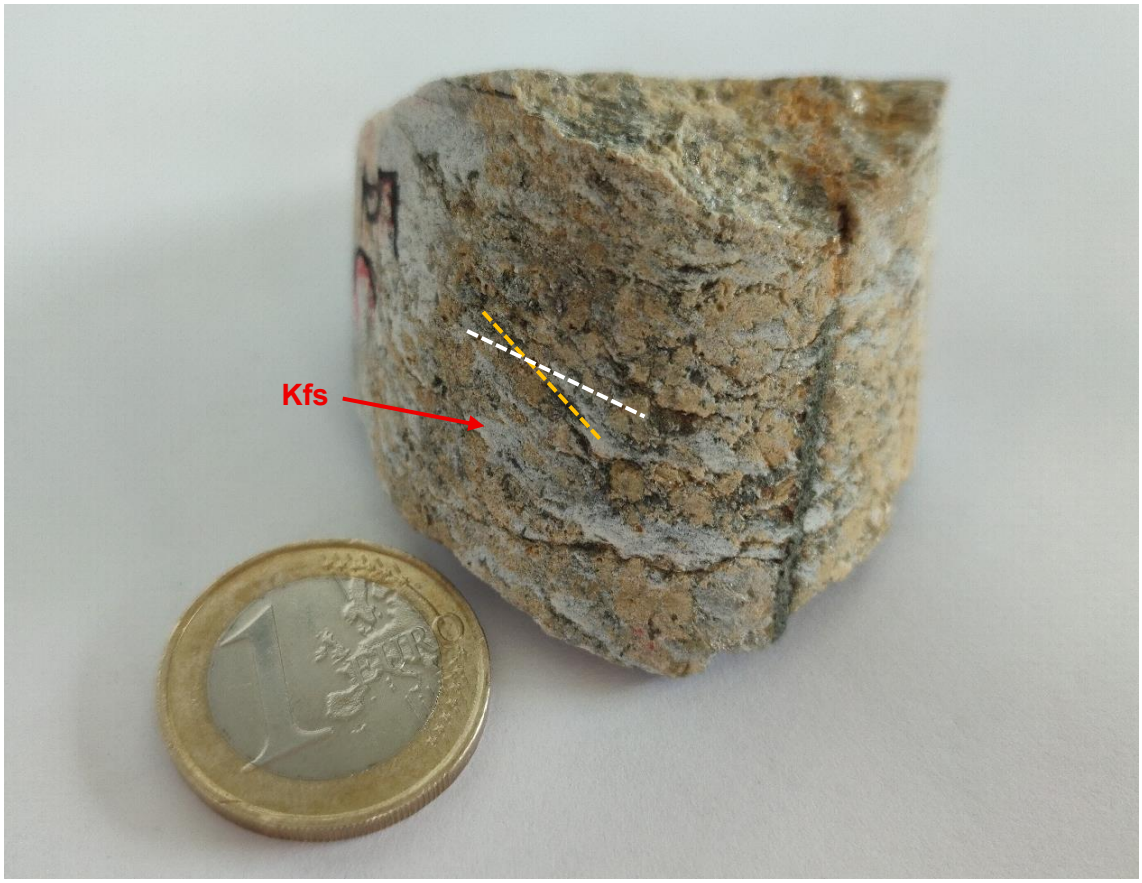


Figura 73 – Aspeto geral do granito intersetado pela sondagem ERVEDOSA-5, onde se podem observar diferentes aspetos de deformação, nomeadamente as estruturas C-S (planos C com tracejado a amarelo e planos S com tracejado a branco) e os fenocristais de feldspato potássico (Kfs) alongados e com geometrias oceladas a losângicas.



Figura 74 – Aspeto geral do granito moscovítico-biotítico de grão fino a médio e porfiroide, intersectado pela sondagem ERVEDOSA-5, onde se podem observar a foliação definida pelo alinhamento preferencial das micas e dos fenocristais de feldspato potássico.

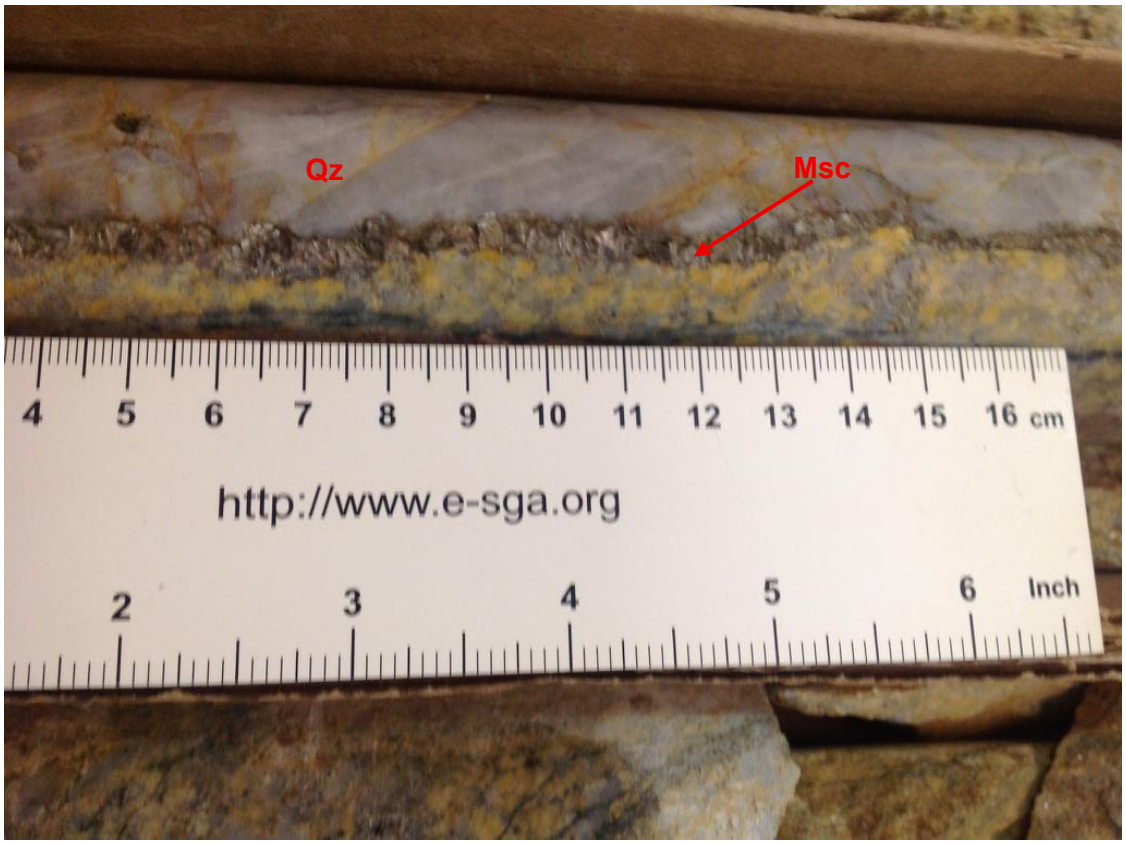


Figura 75 – Exemplo de um filonete centimétrico de quartzo (Qz) a intersetar o granito, e separado deste por uma banda milimétrica de moscovite (Msc).

Os estudos petrográficos das amostras desta rocha granítica revelaram possuir uma textura hipidiomórfica granular, sendo constituída essencialmente por quartzo, feldspato potássico, plagióclase, moscovite e biotite, e minerais acessórios como a apatite, turmalina, monazite, zircão, ilmenite, rútilo e silimanite. De modo semelhante ao granito moscovítico de Ervedosa, apresenta uma textura hipidiomórfica granular e levemente porfiroide, definida pelos cristais de feldspato potássico de hábito losângico.

O quartzo apresenta-se em várias gerações, das quais domina o tardio, que preenche fraturas em outros minerais, encontrando-se frequentemente deformado, com hábitos xenomórficos, forte extinção ondulante e bordos dos cristais indentados, exibindo por vezes uma subgranulação progressiva visível sobretudo nos bordos dos cristais *(Figura 76)*. Os cristais de quartzo são observados na maioria das situações a orientar-se de modo preferencial, e paralelamente à foliação existente.

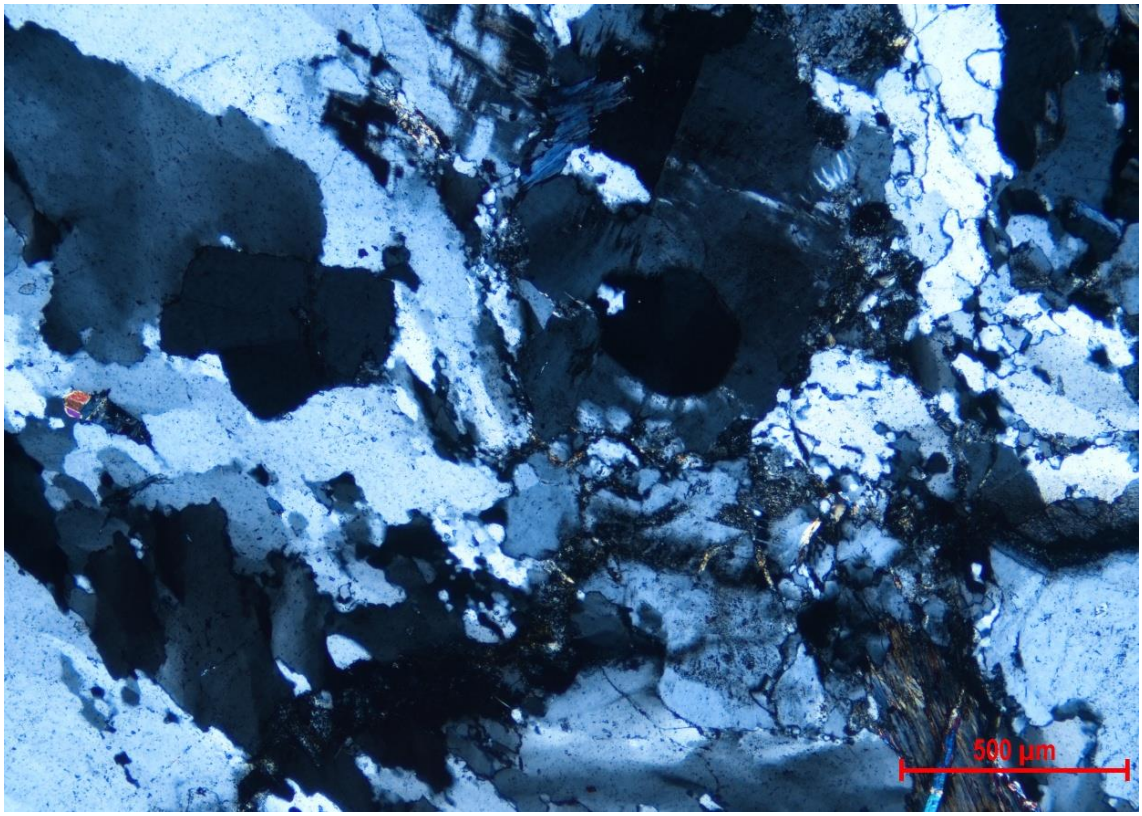


Figura 76 – Microfotografia do aspeto dos cristais de quartzo de hábito xenomórfico presentes no granito analisado na sondagem ERVEDOSA-5, onde se observam diferentes aspetos de deformação, como extinção ondulante, cristais alongados e orientados preferencialmente e bordos indentados, subgranulação progressiva e recristalização. NX.

Os fenocristais de feldspato potássico apresentam um hábito ocelado a losângico característico *(Figura 77)*. Apresentam-se muito frequentemente com os bordos corroídos por moscovite e quartzo e de arredondados, com texturas micropertíticas com vénulas de albite e macla em xadrez bem desenvolvida, embora ocorram fenocristais com macla de Carlsbad (ver *Figura 77*). Foram observados na maioria dos cristais inclusões de minerais como o quartzo, biotite, quartzo e oligóclase-albite. O feldspato potássico da matriz do granito é maioritariamente de hábito anédrico, com a macla em xadrez a ser a dominante face à macla de Carlsbad e exibindo igualmente texturas simplectíticas como micropertites *(Figura 78)*. De modo igual aos fenocristais, exibe inúmeras inclusões de minerais como a moscovite, o quartzo, biotite e opacos (ver *Figura 78*).

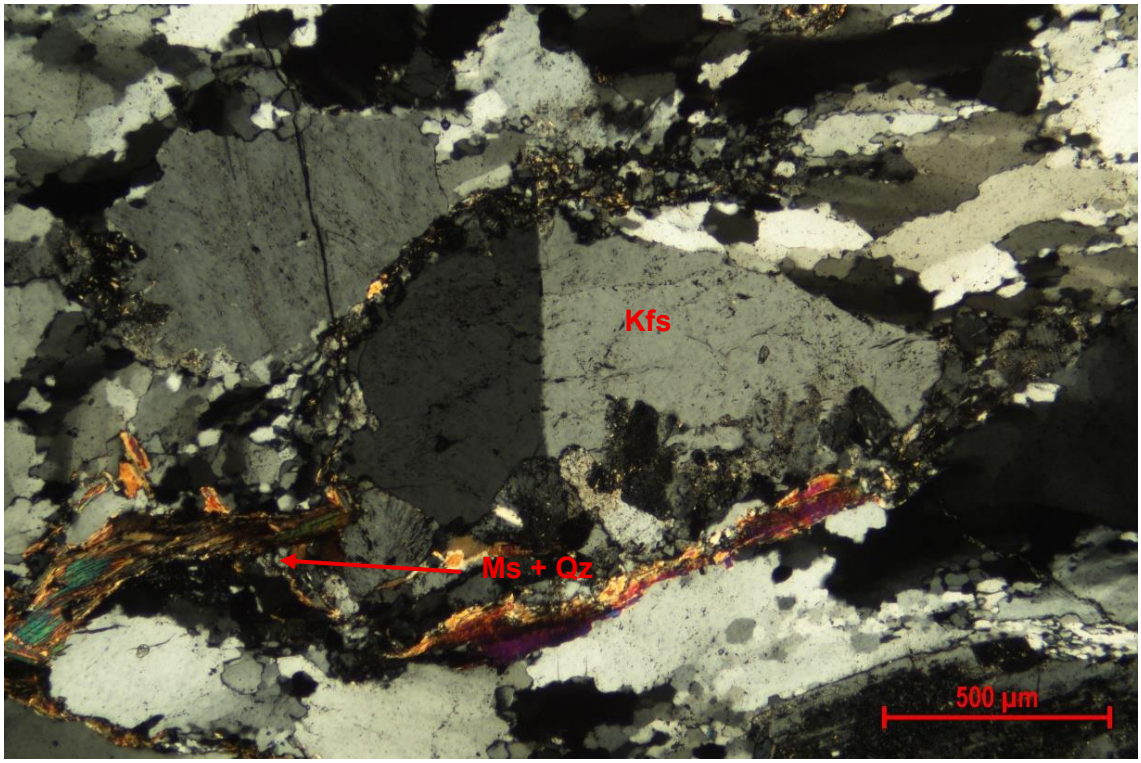


Figura 77 – Microfotografia de um fenocristal de feldspato potássico (Kfs) deformado com geometria ocelada, rodeado por micas e parcialmente corroído por moscovite (Ms) e quartzo (Qz) nos bordos do cristal. Note-se a clássica macla de Carlsbad. NX.

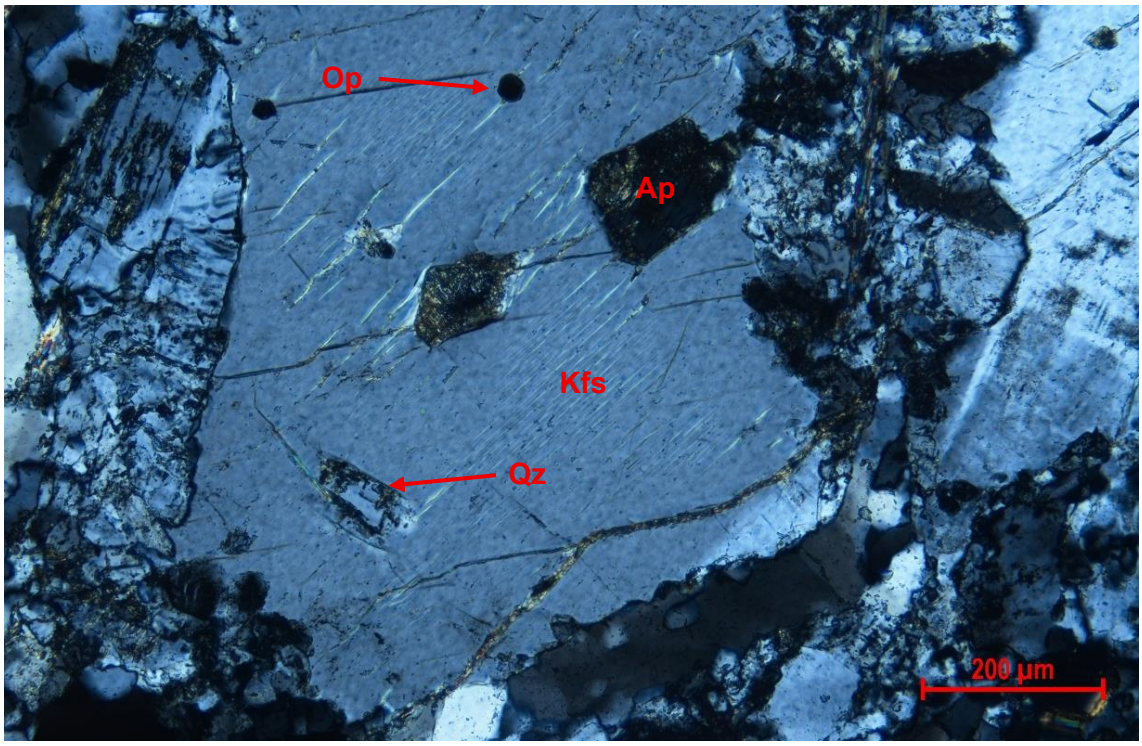


Figura 78 – Microfotografia de um cristal anédrico de feldspato potássico (Kfs) da matriz exibindo textura micropertitica e inclusões de minerais como o quartzo (Qz), apatite (Ap) e opacos (Opq). NX.

A plagióclase é a albite, ocorrendo quer sobre a forma de fenocristais ou na matriz. Os fenocristais são de hábito subédrico a ocelado quando mais deformados, e exibem a macla polissintética típica, frequentemente encurvadas e evidenciando deformação *(Figura 79)*. A plagióclase da matriz é igualmente a albite, sendo neste caso maioritariamente anédrica e exibindo múltiplas inclusões de minerais como moscovite, quartzo, biotite e apatite. Em algumas situações sericitização parcial quer dos fenocristais quer da plagióclase da matriz. (ver *Figura 79*). Ocorrem esporadicamente situações de intercrescimento de plagióclase com quartzo vermicular (mirmequites) *(Figura 80)*.

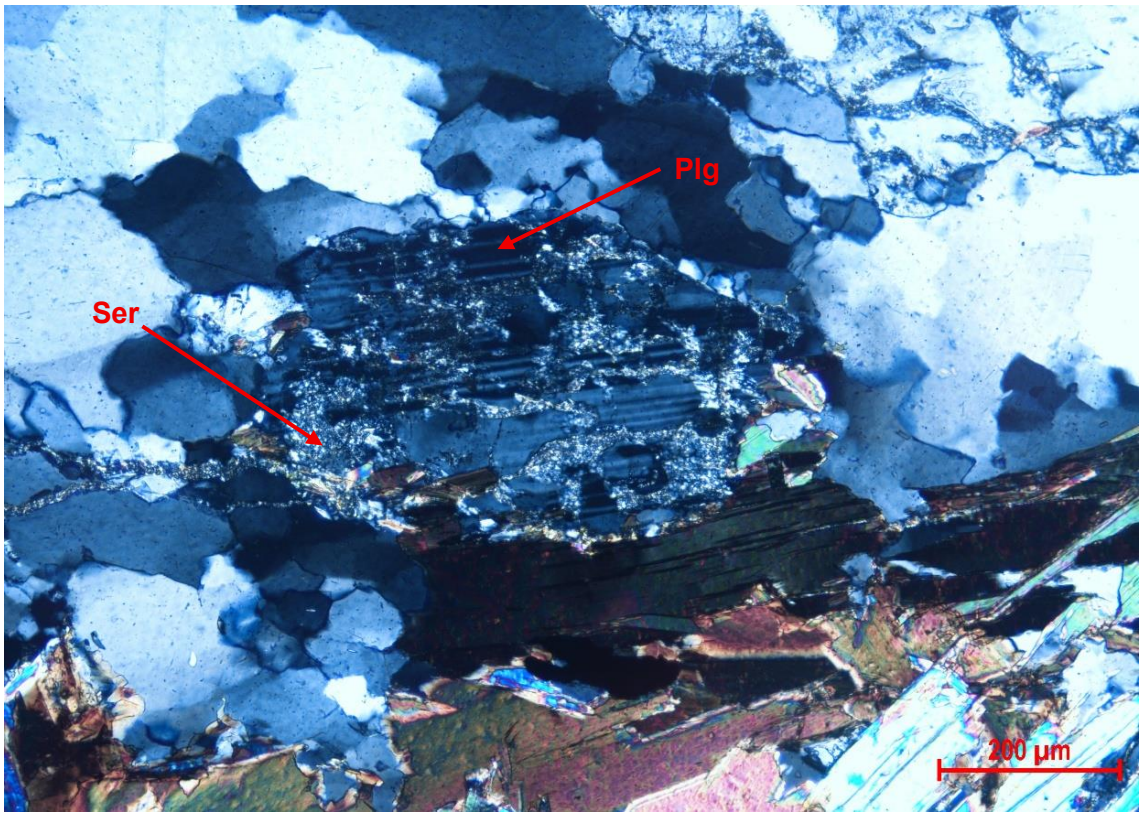


Figura 79 – Microfotografia de um fenocristal de plagióclase (Plg) deformada, exibindo macla polissintética e sericitização (Ser) parcial. NX.

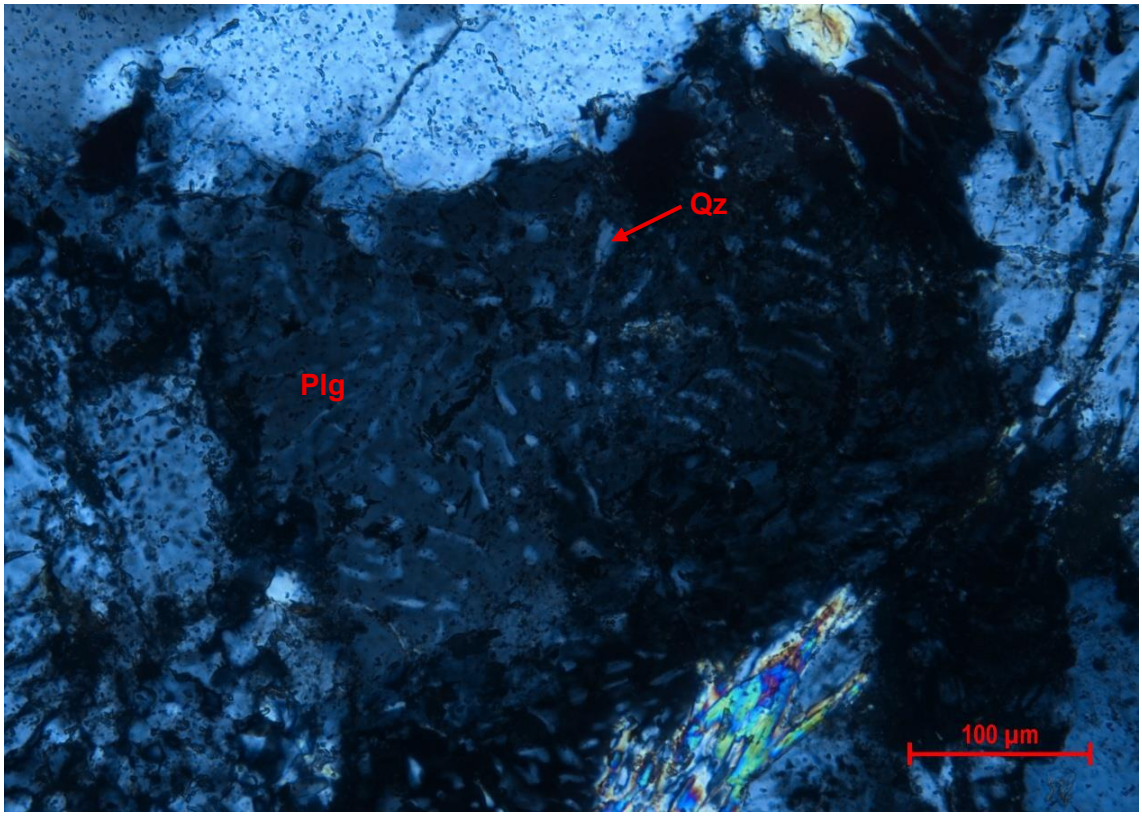


Figura 80 – Microfotografia de um cristal anédrico da plagióclase (Plg) da matriz do granito a exibir intercrescimentos com quartzo (Qz) vermicular (mirmequites). NX.

A biotite é bastante mais rara que a moscovite, ocorrendo maioritariamente em cristais subédricos, passando a hábitos xenomórficos com o aumento da deformação, sendo comuns as geometrias sigmóidais e alongadas e os planos de clivagem encurvados *(Figura 81)*. Apresenta numerosas inclusões de zircão (ver *Figura 81*), com os halos pleocroicos característicos, e menos frequentemente inclusões de apatite, monazite, quartzo e rútilo. Foi observada pontualmente cloritização da biotite *(Figura 82)*, embora apenas em algumas secções da biotite, sobretudo nos bordos e ao longo dos planos de clivagem. São raras as situações de cloritização total. A clorite exibe um pleocroísmo evidente de ß=γ=verde a α=verde-amarelado, assim como algumas inclusões de óxidos de ferro como a hematite e a limonite.

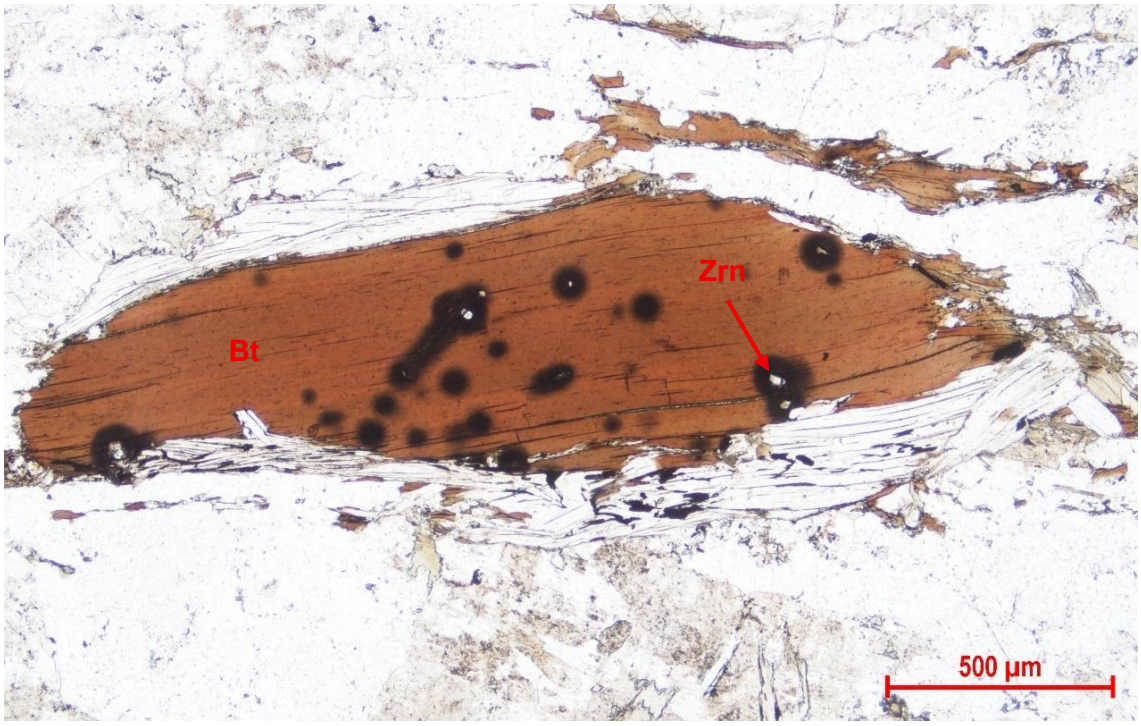


Figura 81 – Microfotografia de um cristal de biotite (Bt) com geometria sigmóidal e planos de clivagem encurvados. Note-se as abundantes inclusões de zircão (Zrn) com os halos pleocroicos característicos. N//.

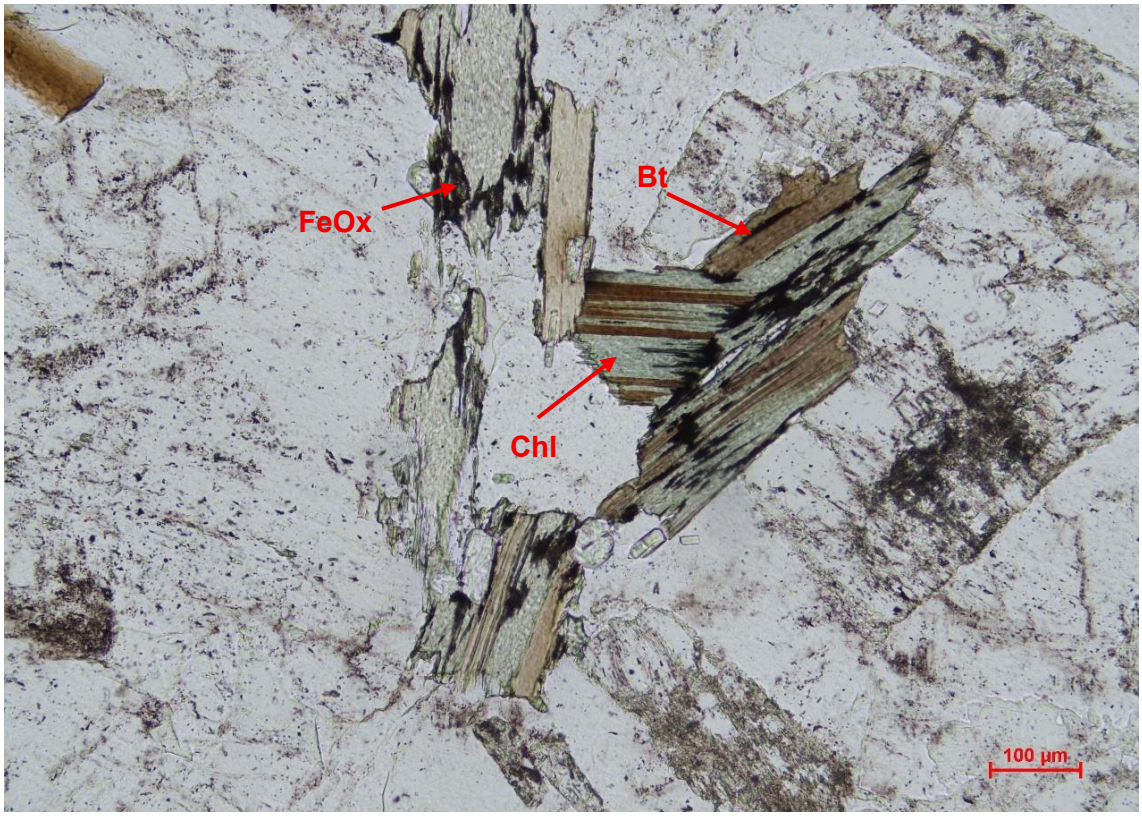


Figura 82 – Microfotografia de alguns cristais subédricos de biotite (Bt) exibindo cloritização (Chl) parcial. Note-se as abundantes inclusões de óxidos de Fe (FeOx) na clorite. N//.

A moscovite é a mica dominante, encontrando-se sobre a forma de cristais tabulares subédricos a anédricos e frequentemente intercrescida com o quartzo. Encontra-se na maior parte das situações orientada preferencialmente de modo paralelo à foliação existente, mostrando frequentemente planos de clivagem encurvados e extinção ondulante *(Figura 83).* São comuns as inclusões de quartzo, apatite, rútilo e silimanite. Foi ainda identificada uma segunda geração de moscovite de grão muito fino a ocorrer em pequenas bandas de cisalhamento e com alguma cloritização dispersa *(Figura 84).*

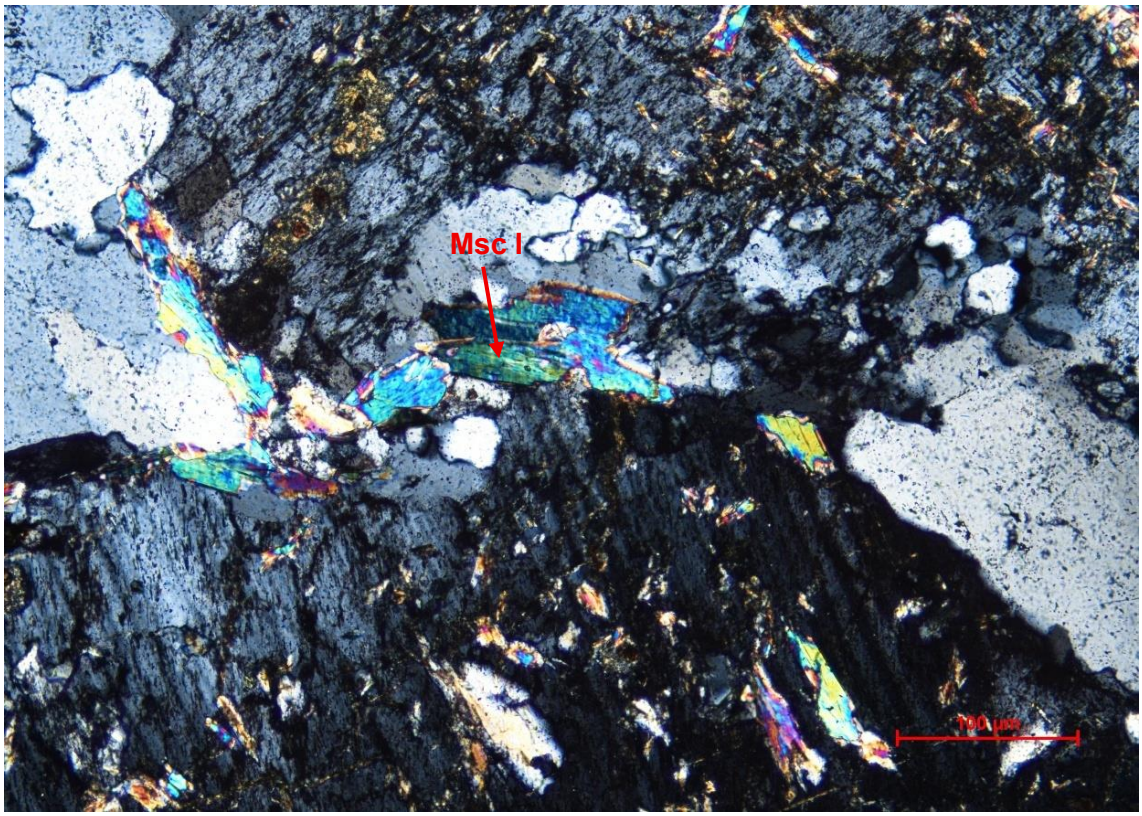


Figura 83 – Microfotografia do aspeto da moscovite primária (Msc I) do granito moscovítico-biotítico, observando-se cristais de hábito xenomórfico e com os planos de clivagem encurvados. NX.

A apatite é um mineral acessório bastante comum, ocorrendo em cristais euédricos a subédricos de pequenas dimensões, como inclusão nas micas, nos feldspatos e na turmalina. Surgem, por vezes, cristais mais tardios de apatite que se associam essencialmente à biotite *(Figura 85)*. Contêm por vezes inclusões de minerais como a monazite e o zircão.

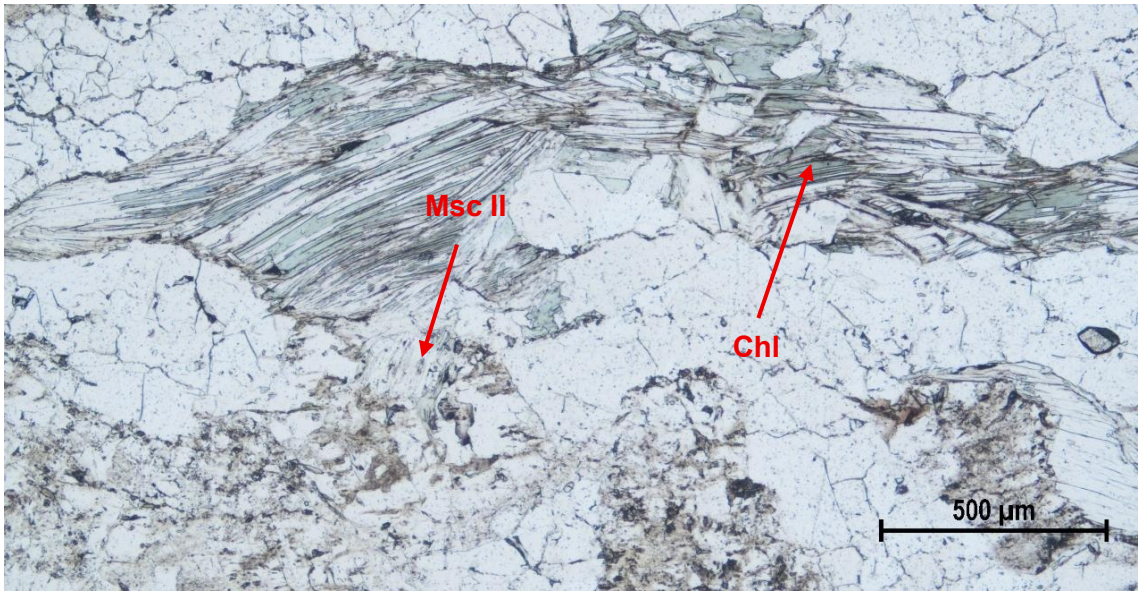


Figura 84 – Microfotografia da segunda geração de moscovite (Msc II) presente em finas bandas de cisalhamento observadas no granito moscovítico-biotítico. Note-se a cloritização (Chl) parcial da moscovite. N//.

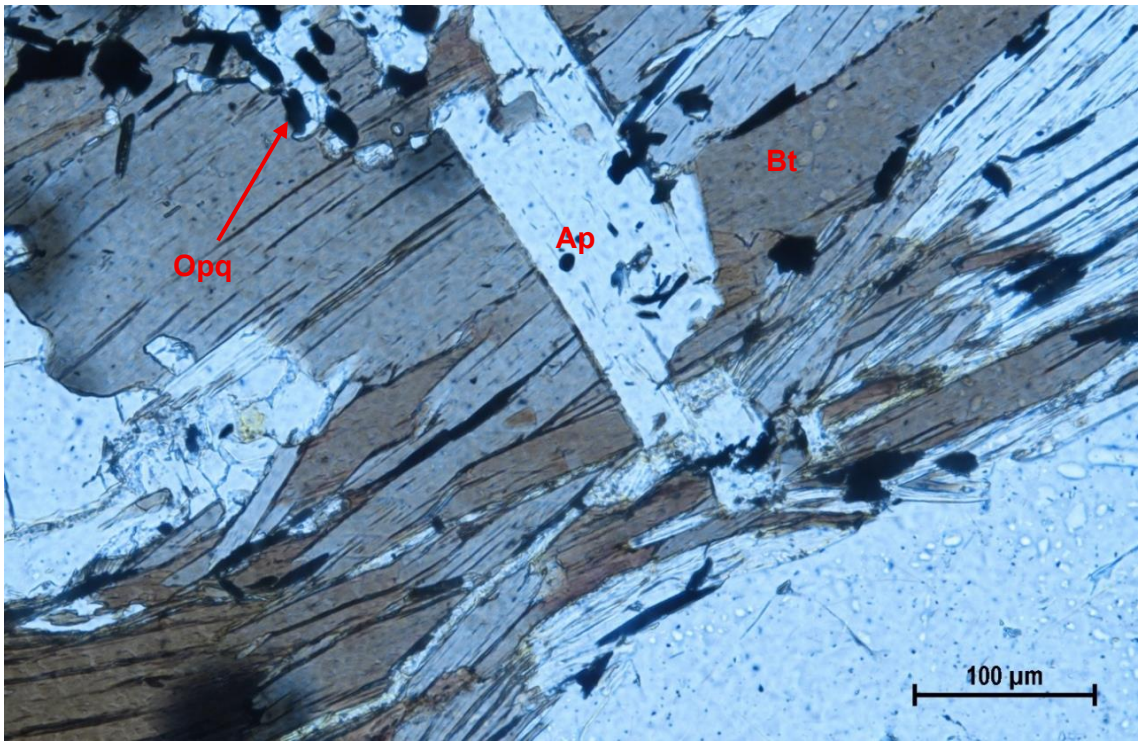


Figura 85 – Microfotografia de um cristal de biotite (Bt) com múltiplas inclusões de apatite (Ap) de hábito subédrico a anédrico, bem como opacos (Opq) como a ilmenite. N//.

O zircão ocorre como inclusão nas micas, sobretudo na biotite, mas também na apatite e de modo mais raro nos feldspatos, sobre a forma de cristais euédricos a subédricos

de dimensão muito reduzida, com o halo pleocroico característico e não raras vezes com zonamento interno simétrico ou assimétrico *(Figura 86)*.

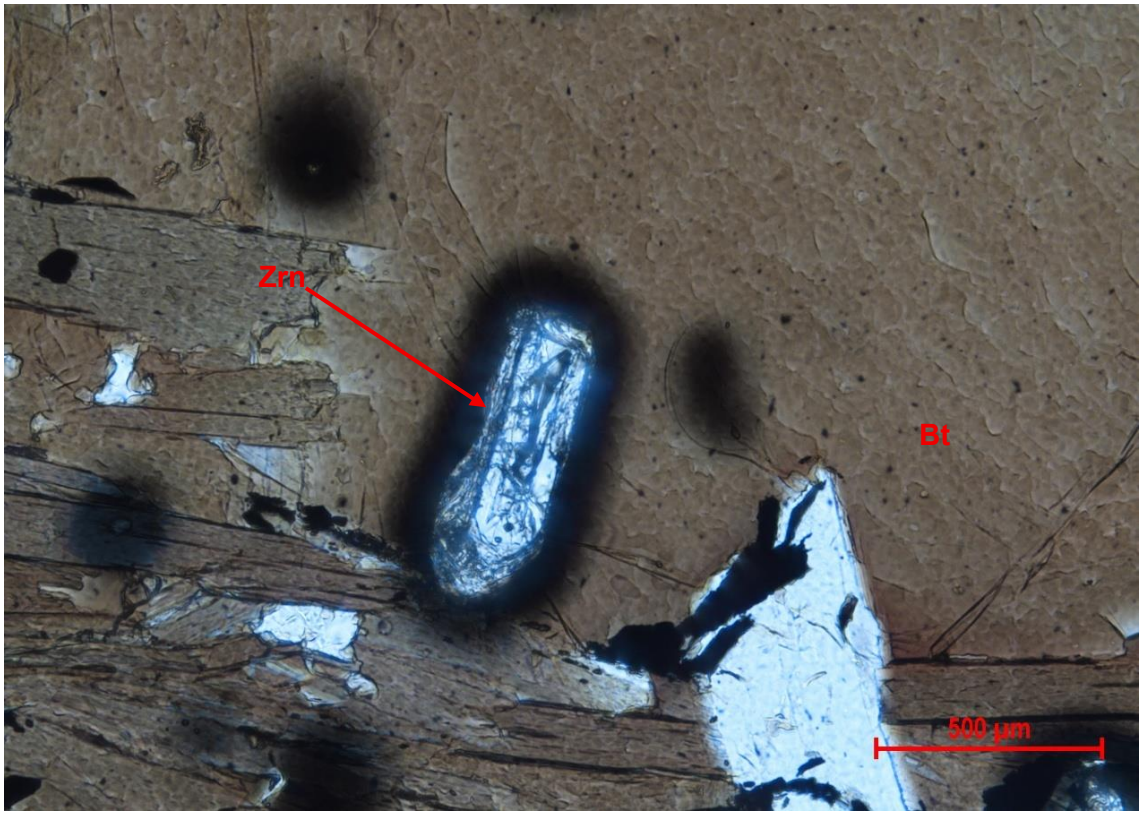


Figura 86 – Microfotografia de um cristal euédrico de zircão (Zrn) incluso na biotite (Bt) exibindo o halo pleocroico característico e zonamento interno simétrico visível. N//.

A monazite é relativamente comum, ocorrendo sobre a forma de cristais euédricos a subédricos inclusos na apatite, no zircão e mais raramente nas micas *(Figura 87)*.

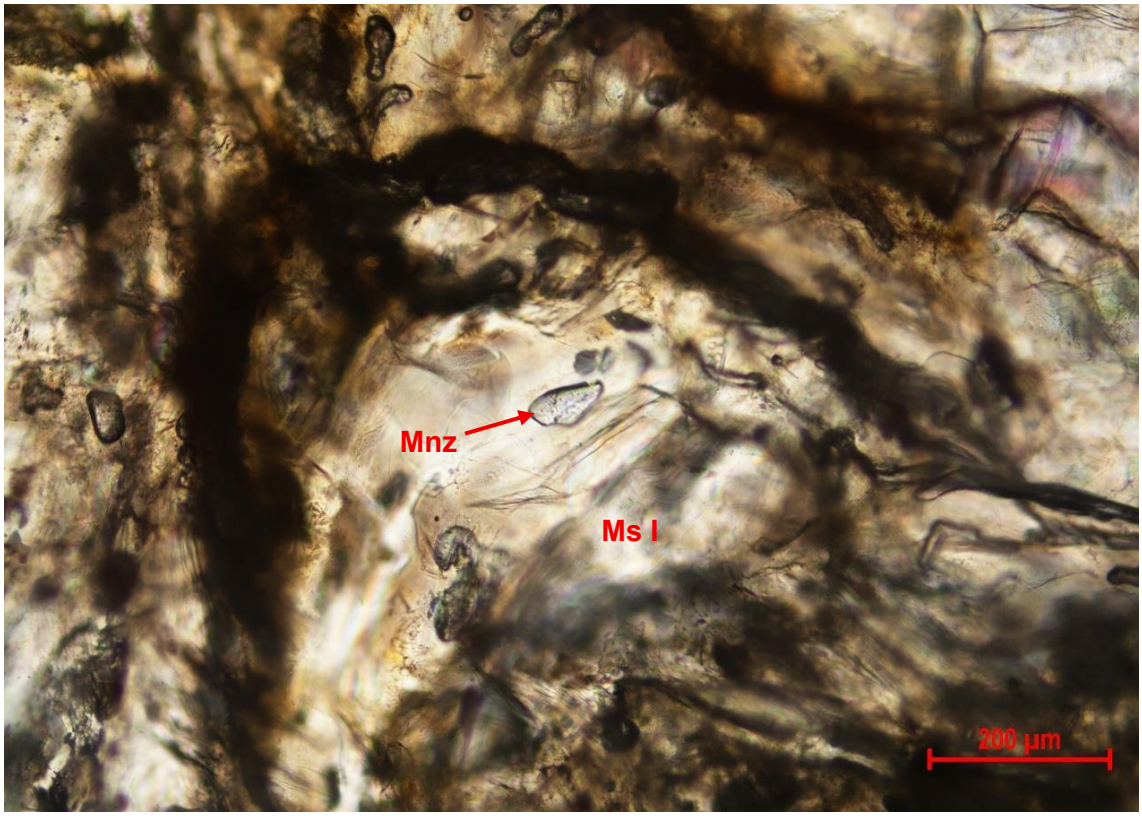


Figura 87 – Microfotografia de um cristal de moscovite (Ms I) primária contendo múltiplas inclusões de monazite (Mnz). N//.

A turmalina é pouco abundante, ocorrendo sobre a forma de cristais subédricos a anédricos, passando a hábitos xenomórficos em amostras mais deformadas *(Figura 88)*. É ligeiramente a não zonada opticamente, mostrando um pleocroísmo ténue entre ω=verde-escuro a ε=verde-claro. Quando zonada opticamente demonstra ténues núcleos pleocroicos de ω= verde-claro a ε= castanho-claro e com um bordo fracamente pleocroico entre ω= castanho-amarelado a ε= castanho-claro. São frequentes as inclusões de apatite, zircão e quartzo.

Os minerais opacos são comuns, sendo essencialmente representados pela ilmenite *(Figura 89)* que ocorre como inclusão nas micas e na apatite, assim como pontualmente foram observados alguns pequenos cristais de sulfuretos como a pirite e arsenopirite.

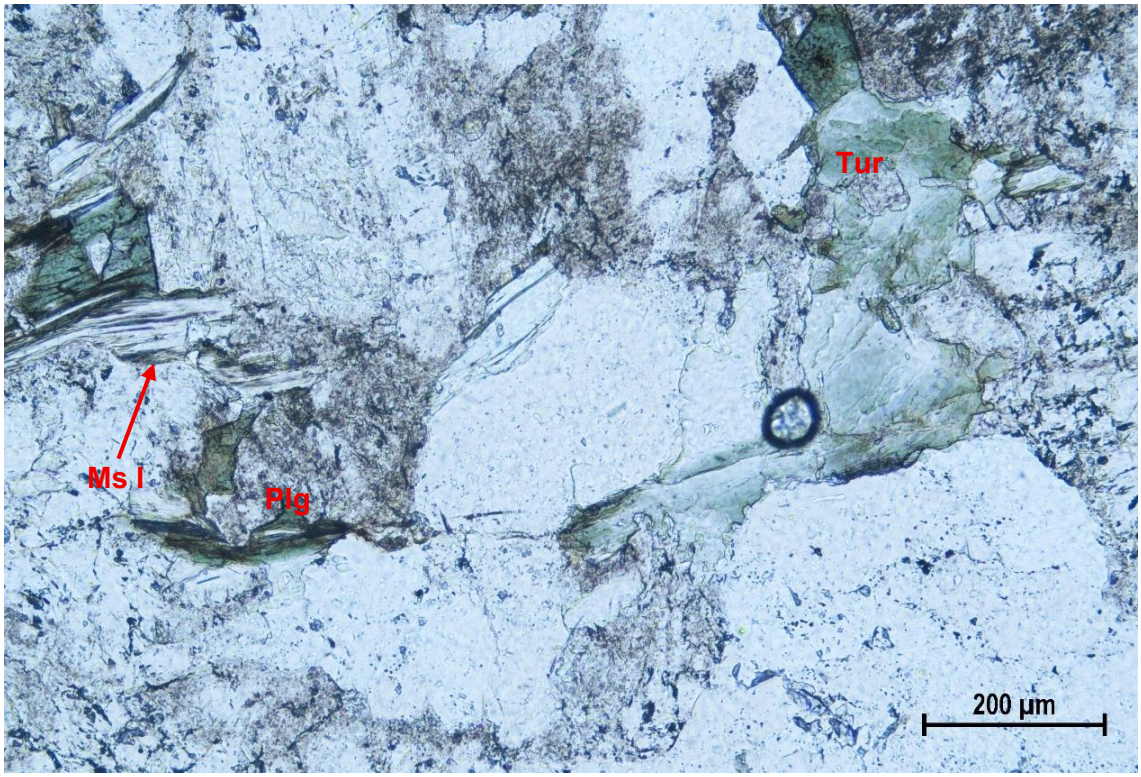


Figura 88 – Microfotografia de vários cristais anédricos de turmalina (Tur) de cor verde a substituir minerais como a plagióclase (Plg) e a moscovite (Ms I). N//.

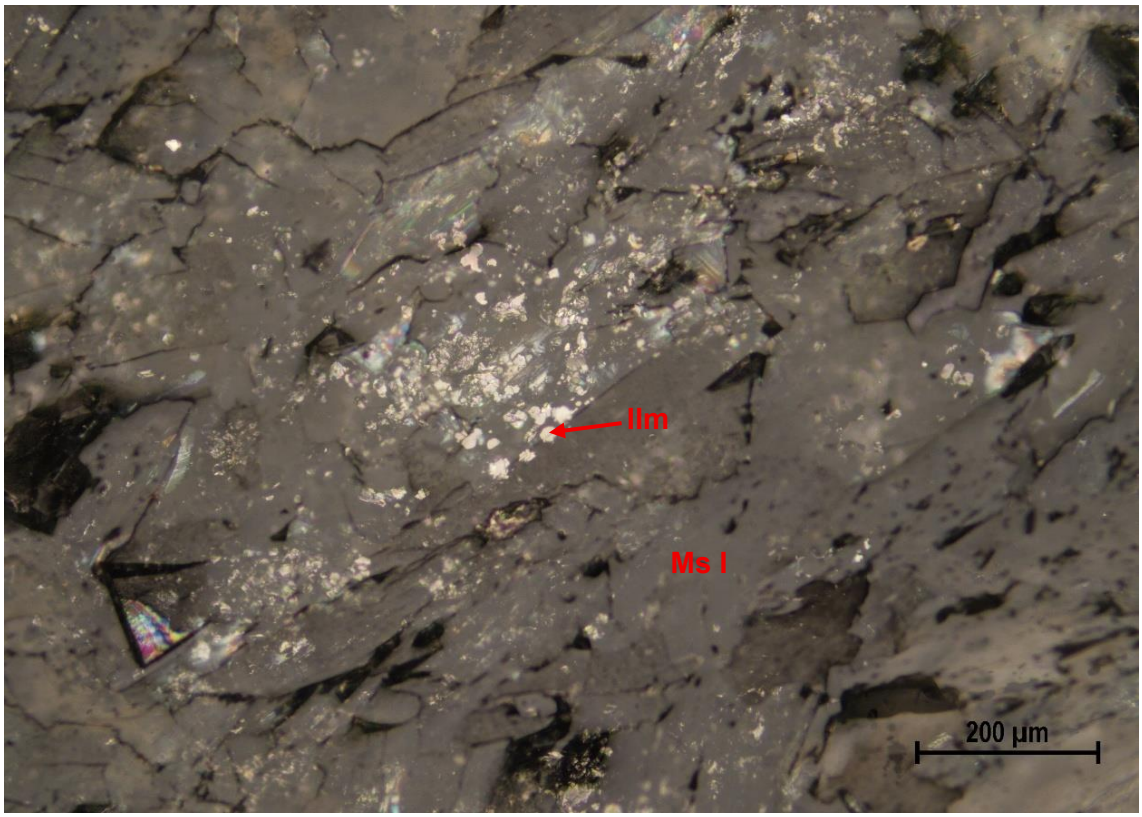


Figura 89 – Microfotografia de múltiplas inclusões de ilmenite (Ilm) na moscovite primária (Ms I). LR.

Tendo em conta a análise das amostras de mão e os estudos petrográficos, esta rocha granitoide intersetada pela sondagem ERVEDOSA-5 é muito semelhante nestes termos ao granito de Ervedosa, já que muitas das suas características macro e microscópicas são semelhantes às descritas na literatura citada. Para além disto, a área onde a campanha de sondagens da qual a sondagem ERVEDOSA-5 faz parte, foi levada a cabo na área da povoação de Ervedosa, onde de acordo com a cartografia geológica existente, afloram alguns retalhos do granito de Ervedosa no contacto com o granodiorito de grão fino a médio de Agrochão, pelo que é muito provável que a sondagem tenha intersetado o granito de Ervedosa fresco. Tudo indica que esta fácies é a correspondente ao granito de Ervedosa antes de ser moscovitizado e transformado num granito moscovítico e que estará instalado numa zona mais apical.

A cerca de 1 km a N da povoação de Rebordelo, aflora o granito da Trigueiriça, correspondendo a um pequeno corpo, concordante com as estruturas regionais, alongado segundo a direção NW-SE, e que se encontra de acordo com *Derré et al. (1982)*, sobretudo representado a N e NW das antigas minas de tungsténio da Trigueiriça e em pequenos afloramentos como a N da povoação de Vale das Fontes. No decorrer dos trabalhos de campo não foi possível observar este granito, dada a inacessibilidade do local das antigas minas da Trigueiriça. De acordo com *Gomes (1996)*, trata-se de um granito de duas micas de grão fino, mais rico em moscovite do que em biotite, com uma tendência levemente porfiroide evidenciada por cristais centimétricos de feldspato potássico disseminados e bastante deformado. A deformação é manifestada pelo arranjo planar bem marcado das micas em planos C-S subverticais, onde as micas se orientam numa orientação N130° a N140°E e os planos de cisalhamento N170° a N180°E.

O granito de Bandeira corresponde a um litótipo bem representado na área do marco geodésico de Bandeira (560 m), a cerca de 1,5 km de distância a SE de Vale das Fontes, correspondendo a um granito de duas micas, com proporções semelhantes de biotite e moscovite, de grão médio, e com estruturas C-S subverticais nítidas. No caso do granito de Bandeira, as superfícies S e C orientam-se segundo as direções N120° a N130°E e N160°E respetivamente. Intrui o granito de Rebordelo que é um granito porfiroide biotítico-moscovítico com megacristais orientados, com o qual mostra uma íntima associação espacial, mas mostrando contatos bruscos. Destaca-se ainda que o granito da Bandeira apresenta, em alguns locais, variações laterais de granulometria, passando a um granito de grão mais fino e evoluído, disperso em pequenos e manchas dispersas nas bordaduras dos granitoides biotítico-moscovítico de Rebordelo e no granodiorito de

Agrochão. *Derré et al. (1979)* identificaram aglomerados de fenocristais de feldspato potássico nos bordos destes pequenos retalhos, e que exibem uma textura pegmatítica. Este granito, foi definido por *Gomes (1996)* como granito das Aguieiras, apresenta uma foliação subvertical N120° a N130°E. *Derré et al. (1979)* afirmam que, o estudo petrográfico de amostras do granito da Trigueiriça e do granito de Bandeira, mostrou a mesma tipologia de microestruturas de deformação análogas em ambos os casos, embora no granito de Bandeira as reações de destabilização dos minerais são menos pronunciadas, facto que estará relacionado com a maior granulometria deste último, o que terá diminuído a velocidade destas reações em virtude da diminuição das superfícies intergranulares. Os mesmos autores sugerem, portanto, que tendo em conta as diferenças e similaridades assinaladas, os granitos da Trigueiriça e Bandeira farão parte da mesma família de rochas granitoides e do mesmo momento de instalação, evidenciado em alguns locais onde os autores verificaram passagens graduais de um granito para outro, considerando, ainda, o granito da Trigueiriça como uma fácies de bordadura do granito de Bandeira. Tanto o granito moscovítico de Ervedosa como o granito moscovítico-biotítico da Trigueiriça, terão derivado do granito moscovítico-biotítico de Bandeira, originado a partir da fusão parcial de materiais crustais de natureza peraluminosa. Ainda segundo os autores anteriormente citados, o processo de cristalização fracionada terá sido o responsável pelos teores elevados em Sn no granito moscovítico de Ervedosa.

3.3.3.2. Granitoides biotíticos e biotítico-moscovíticos

Fazem parte deste grupo de rochas granitoides que formam um maciço alongado NW-SE, coincidente com a direção do cisalhamento principal e concordantes com a estruturação regional varisca da fase D3, tal como definido por *Ribeiro (1974)*, e que provocaram nos metassedimentos encaixantes metamorfismo de contato com uma auréola mais interior na fácies das corneanas horneblêndicas, com associações minerais nas zonas da silimanite e andaluzite (cordierite), que não ultrapassa os 500 m e uma auréola mais periférica e mais alargada (1 a 2 km) na zona da biotite *(Gomes, 1996)*. Este conjunto de rochas granitoides encontram-se neste setor, essencialmente representadas por um tonalito biotítico-horneblêndico de grão fino e pelo granito de Rebordelo, um granito biotítico-moscovítico porfiroide de grão médio. Denota-se nesta tipologia de rochas granitoides aspetos de deformação que são variáveis em função da sua posição em relação à zona de cisalhamento Laza-Rebordelo-Murçós, tendo *Gomes (1996)* identificado uma deformação mais acentuada na parte NW do plutão. Observam-

se nestes granitos uma deformação progressiva, denunciada por estruturas tipicamente do estádio magmático, tais como estruturas de fluxo, até deformação já no estádio sólido, tais como estruturas C-S e rochas miloníticas.

O tonalito horneblêndico não observado durante os trabalhos de campo, segundo *Gomes (1996)* aflora junto à povoação de Fornos de Ledra, encontrando-se representado por pequenos afloramentos retalhados, cuja instalação é controlada pelas direções dos planos C-S, encontrando-se numa faixa de algumas centenas de metros e com uma orientação NW-SE. Corresponde a uma rocha de tonalidade escura, de onde sobressaem raros megacristais de plagióclase e feldspato potássico. Trata-se de uma litologia que evidencia sinais de deformação, materializada por uma estrutura planar subvertical de direção NW-SE.

O granito de Rebordelo está bem exposto na estrada nacional 103, sentido Rebordelo-Chaves, onde pode ser facilmente observado em afloramentos consideráveis nos cortes da estrada. Corresponde a um granito biotítico-moscovítico de grão médio a grosseiro, de tonalidade escura evidenciada pela riqueza em biotite e textura porfiroide, textura esta providenciada pelos fenocristais centimétricos de feldspato potássico, frequentemente de geometria ocelada *(Figura 90),* e que em geral surgem ora dispersos e espaçados na matriz do granito como surgindo em concentrações de cristais, mas que em termos gerais se encontram orientados segundo a direção N130°E a N135°E e, frequentemente rodeados uma foliação primária com orientação geral N130°E a N140°E, sugerindo um crescimento mimético dos cristais de feldspato potássico relativamente a esta foliação. Associadas a esta foliação surgem pontualmente zonas de cisalhamento direitas pouco amplas (na ordem dos cm a dm) verticais de direção que varia entre os N140° e N160°E e algumas e estruturas *schlieren*. Destacam-se ainda as estruturas C-S, onde os planos S variam entre N130° e N135°E e os planos C variam entre N145° e N150°, bem com fenocristais de feldspato potássico cisalhados *(Figura 91)*, sobretudo com movimentação esquerda e contrários aos cisalhamentos presentes no granito, e que segundo *Pereira et al. (1993)* podem ser explicados com base num regime de deformação não-coaxial, admitido para a zona de cisalhamento de Laza-Rebordelo-Murçós. *Derré et al. (1979)* e *Gomes (1996)* admitem que o grau de deformação do granito de Rebordelo está dependente da sua posição relativa à zona de cisalhamento, com as zonas mais internas do plutão menos deformadas e as zonas mais periféricas evidenciando maior deformação, o que efetivamente foi por nós verificado, dados os afloramentos e particularidades descritos acima e que eram já muito próximos da zona de contacto com o encaixante metassedimentar. Foram ainda por nós

notados frequentes encraves (ver *Figura 91*) muito variáveis em dimensão, que vão desde a dimensão microgranular a alguns centímetros, mas que podem chegar a mais de 1 metro, de tom bastante escuro e que *Gomes (1996)* constatou como sendo de natureza tonalítica, e que variam em geometria desde pequenos encraves ovais a circulares a estirados e alongados segundo a direção dos cisalhamentos presentes no granito, e por vezes evidenciando eles próprios esses mesmos cisalhamentos.



Figura 90 – Fotografia em afloramento do aspeto geral do granito de Rebordelo, destacando-se os fenocristais de feldspato potássico (Kfs) de geometria frequentemente ocelada, orientados segundo a direção de cisalhamento centimétricos a decimétricos e o evidente fabric C-S.



Figura 91 – Fotografia do granito de Rebordelo, de onde sobressaem alguns dos aspetos texturais e de deformação mais marcantes desta rocha granitoide, nomeadamente os encraves tonalíticos (ET) de grande dimensão e de geometria alongada a estirada segundo a direção do cisalhamento, grandes concentrações de fenocristais de feldspato potássico orientados também segundo a direção do cisalhamento (lado esquerdo da imagem) mas também um fenocristal feldspato potássico exibindo-se fraturado de modo oblíquo à foliação e rejeitado por um pequeno cisalhamento (planos C) de movimentação esquerda.

No afloramento da estrada nacional 103, o granito de Rebordelo está bastante são, com poucas diáclases essencialmente verticais representadas por uma família N90°E a N100°E, por vezes preenchidas por quartzo branco leitoso.

3.3.4. Rochas filonianas

Os trabalhos de *Ribeiro (1974)* dão conta da ocorrência no setor de Rebordelo de filões de rochas máficas, sobretudo lamprófiros e microdioritos, e de filões de rochas félsicas como riólitos, que ocupam estruturas essencialmente E-W, em alguns casos podem ter expressão cartográfica considerável e cuja génese, em alguns dos casos, tem vindo a ser associada ao magmatismo bimodal admitido por *Ferreira (1982)* na descrição do arco magmático intra-hercínico de Porto-Zarza La Mayor. Trabalhos mais recentes devotadas a estes conjuntos de diques e filões, considerados de idade Permo-Carbónica, tais como o de *Oliveira (2023)*, demonstram que estas expressões de magmatismo subvulcânico se encontram associadas às fases iniciais da riftogénese intracontinental do orógeno, finda a orogenia Varisca, o que terá implicando adelgaçamento litosférico, ascensão passiva do manto e fusão por descompressão adiabática. No trabalho de *Derré et al. (1979)*, este conjunto de rochas filonianas são referidas pelos autores como “fácies particulares”, considerando que, no setor de Rebordelo, estas podem ser distinguidas em fácies holofeldspáticas e as fácies aplito-pegmatíticas, em que as fácies holofeldspáticas se encontram essencialmente representadas por filões de pórfiros dacíticos e lamprófiros de espessura e extensão bastante variável, ocorrendo sobretudo associados espacialmente e cortando o granito de Rebordelo, mas, também nas zonas de contato com o encaixante metassedimentar e, no próprio encaixante metassedimentar. Caracterizam-se por uma textura levemente a medianamente porfirítica, de ondem sobressaem os cristais de feldspato (1 a 2 cm), e de cor escura. Destacam-se destas ocorrências um pequeno filão subvertical de pórfiro dacítico, orientado N35°W localizado a NE do vértice geodésico de Lagedo identificado por *Gomes (1996)* e o pórfiro quartzodiorítico da Bolideira (Rebordelo) *(Oliveira, 2023)*. As fácies aplito-pegmatíticas identificadas por *Derré et al. (1979)* desenvolvem-se em todo o setor, intersetando as diferentes fácies graníticas presentes, podendo ser distinguidas com base na sua mineralogia. Assim, assinalam-se a presença de:

(1) finos filões aplitos e pegmatitos (≤ 50 cm) com granada, deformados, que podem ser observados em locais como a NW e Este de Rebordelo junto à margem do

rio Rabaçal, intruíndo rochas granitoides como o tonalito de Fornos de Ledra, o granodiorito de Agrochão e o granito de Rebordelo;

(2) aplitos com turmalina e pegmatitos com biotite subverticais a sub-horizontais com deformação semelhante ao granitoide encaixante, e por vezes de extensão quilométrica, visíveis em locais como a Sul da localidade Fornos de Ledra;

(3) aplitos com biotite e com ou sem turmalina, deformados e que por vezes induziram a turmalinização de corneanas, como por exemplo no contato mais a sul entre o granito de Ervedosa e o encaixante metassedimentar, e que serão tardios a posteriores ao granito, mas anteriores aos filões mineralizados que ocorrem nesta área.

Gomes (1996) refere ainda a ocorrência de filões pouco possantes (≤ 2 m) e sem deformação aparente de aplitos, pegmatitos e aplito-pegmatitos, subverticais, orientados NE-SW, constituídos por quartzo, feldspato potássico, plagióclase, moscovite, fluorite, epídoto e sulfuretos, bem como comuns filões e brechas quartzosas relacionadas com sistemas de fraturas/desligamentos esquerdos N-S a NNE-SSW, tardias em relação a D3, sendo a mais significativa destas estruturas neste setor, a falha de Nuzedo.

No decorrer dos trabalhos de campo, na área da localidade de Fornos de Ledra, foi possível observar a ocorrência de um filão de lamprófiro dacítico, embora em muito mau estado de conservação, dada a intensidade dos trabalhos agrícolas na área, pelo que apenas foram possíveis de observar inúmeros fragmentos à superfície. Corresponde a uma rocha porfiritica, com uma matriz de textura afanítica de tom negro, de onde se destacam alguns fenocristais milimétricos a centimétricos de feldspato potássico e quartzo *(Figura 92)*.

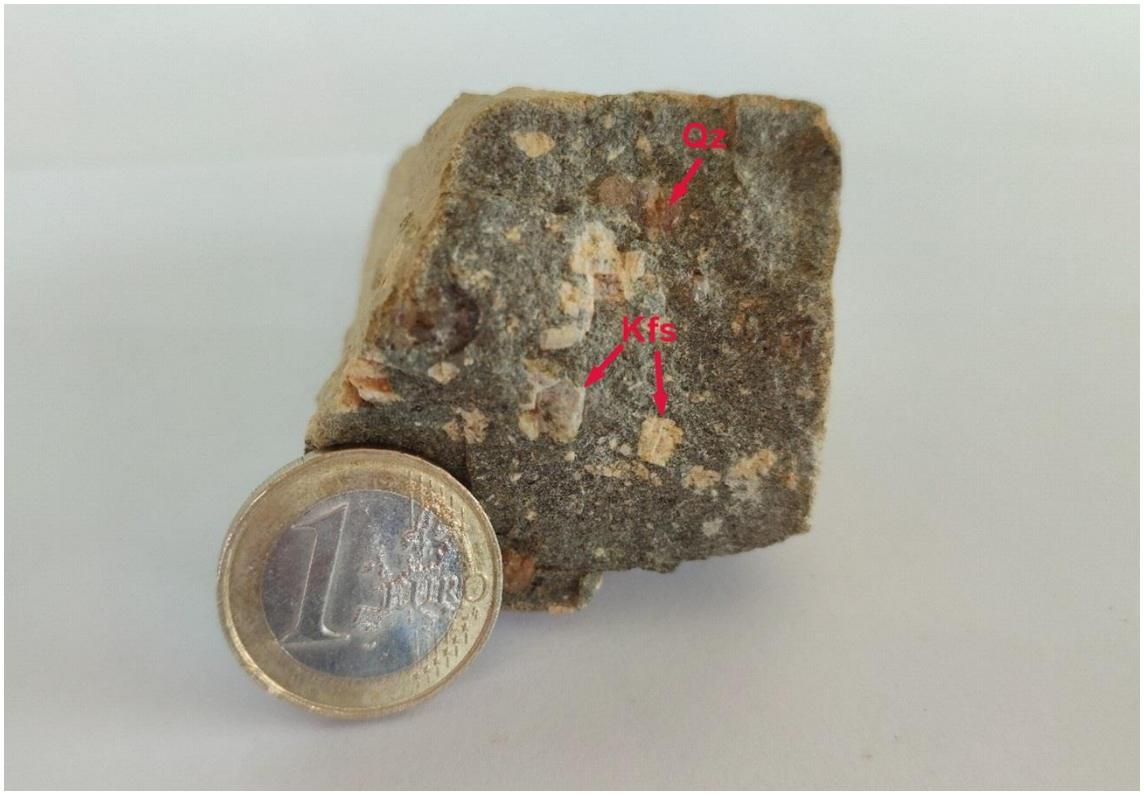


Figura 92 – Amostra de mão do lamprófiro dacítico reconhecido em Fornos de Ledra. Note-se a matriz de textura afanítica de onde sobressaem os fenocristais de feldspato potássico (Kfs) e quartzo (Qz).

3.3.4.1. Mineralizações em Sn(W) de Ervedosa

Tendo sido já introduzida no início deste capítulo a história e lavra das minas de Ervedosa, pretende-se nesta secção expor a geometria, ocorrência e os aspetos texturais e de preenchimento dos filões mineralizados em cassiterite da mina de Ervedosa, bem como a mineralogia e paragénese dos mesmos, com base em observações por nós efetuadas, mas sempre que pertinente fazendo referência a trabalhos anteriores de outros autores.

Como fora referido, as minas de Sn de Ervedosa, terminaram a sua atividade em 1969, ao fim de mais de 60 anos de extração, extração esta processada ao longo de um filão principal de grande espessura nomeado de Balbiani, de direção N40°W, inclinando de 70° a 80°NE a subvertical, muito pouco mineralizado, mas a partir do qual diverge uma rede de filões e filonetes com forma irregular e espessura decimétrica (*stockwork*), com mineralização abundante, e que constituíram o principal suporte da exploração mineira *(Figura 93)*. Este filão de grande possança, está instalado em fraturas relacionadas com a “Zona de Cisalhamento de Laza-Rebordelo-Murçós” (ZCLRM), que afeta o granito

moscovítico de Ervedosa, no qual os filões mineralizados em cassiterite se encontram instalados.

Adam (1987) afirma que este grande filão Balbiani corresponde à zona de cisalhamento dúctil e que afeta a parte mais leste do granito de Ervedosa, ao passo que os filões e filonetes de inferior possança, mas ricamente mineralizados ocupam estruturas do tipo Riedel para cisalhamentos direitos (R e R'), sugerindo assim, uma instalação dos filões controlada por episódios de atividade da zona de cisalhamento.

As estruturas de cisalhamento Riedel são padrões de falhas comuns nas zonas de cisalhamento, e cuja génese se encontra associada aos estágios embrionários da formação de falhas e que constituem estruturas de desenvolvimento progressivo em resposta ao acomodamento da deformação *(Woodcock & Schubert, 1994; Davis et al., 2000; Katz et al., 2004)*. Uma das principais características de um sistema de cisalhamento Riedel *(Figura 94)* é um conjunto de cisalhamentos sintéticos com geometria em *échelon*, designados por cisalhamentos R orientados a ≈ 15° no sentido horário, relativamente ao traçado do cisalhamento principal no caso de cisalhamentos direitos ou, ≈ 15° no sentido anti-horário relativamente ao traçado do cisalhamento principal no caso de cisalhamentos esquerdos. Nas zonas intermédias podem surgir cisalhamentos também com arranjo em *échelon,* antitéticos (cisalhamentos R´), que se posicionam a ≈ 75° no sentido horário relativamente ao traçado principal da zona de cisalhamento no caso de zonas de cisalhamento direitas, ou ≈ 75° no sentido anti-horário no caso de zonas de cisalhamento esquerdas. O contínuo desenvolvimento de um sistema de cisalhamentos R e R´, leva eventualmente ao desenvolvimento de cisalhamentos sintéticos P, orientados a ≈ 15° no sentido anti-horário, relativamente ao traçado do cisalhamento principal no caso de cisalhamentos direitos ou, ≈ 15° no sentido horário relativamente ao traçado do cisalhamento principal no caso de cisalhamentos esquerdos. Num estádio mais avançado, podem ainda surgir cisalhamentos Y que se alinham quase de modo paralelo ao traçado principal da zona de cisalhamento, e, finalmente culminando no desenvolvimento de fraturas extensionais designadas por fraturas T, dispostas a ≈ 45° no sentido horário relativamente ao traçado principal da zona de cisalhamento quando se trata de uma zona de cisalhamento direita ou, pelo contrário, orientadas a ≈ 45° no sentido anti-horário relativamente ao traçado principal da zona de cisalhamento quando se trata de uma zona de cisalhamento esquerda *(Woodcock & Schubert, 1994; Davis et al., 1999)*. A importância destas estruturas em processos mineralizantes, como estruturas facilitadoras de circulação de fluídos mineralizantes e deposição de minérios e é reconhecida por diferentes autores em

diversos depósitos minerais no mundo, em diferentes contextos geológicos (*Davis et al., 2000; Tourigny, 2003; Metzger, 2019; Murray et al., 2019; Alinia et al., 2023)*.

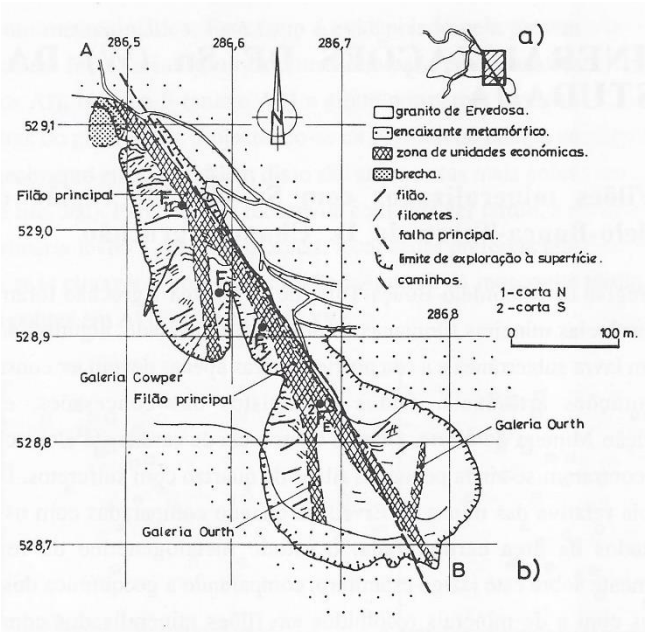


Figura 93 – Ilustração esquemática das frentes de exploração das minas de Ervedosa e da distribuição dos filões e filonetes mineralizados (retirado de *Gomes, 1996*).

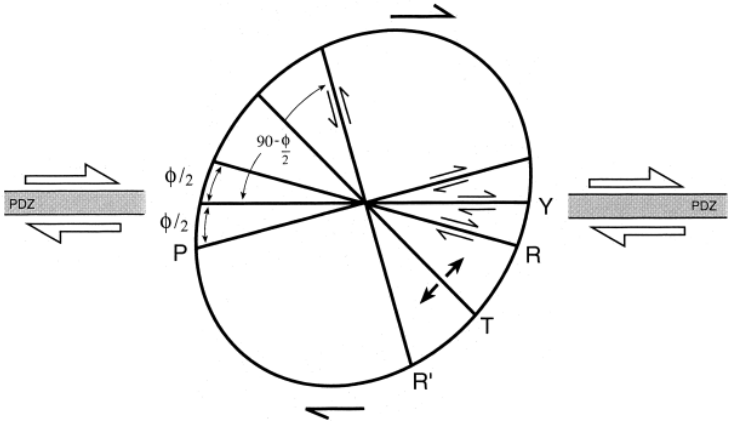


Figura 94 – Esquema representativo dos principais componentes de um sistema de cisalhamentos de Riedel e a sua distribuição relativamente ao traçado da zona de cisalhamento principal (retirado de *Davis et al., 1999*).

Seria a partir do filão Balbiani que divergiria uma importante rede de poços e galerias *(Figura 95)*, mas que dado o desmonte total do mesmo nas operações mineiras, já não podem ser observados na atualidade, à exceção de algumas pequenas galerias secas com alguns metros de extensão.

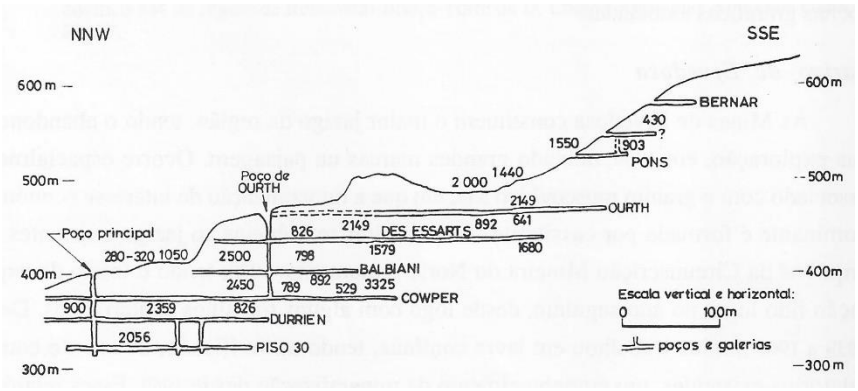


Figura 95 – Corte longitudinal NNW-SSE dos trabalhos subterrâneos desenvolvidos em torno do filão principal Balbiani (retirado de *Gomes, 1996*).

3.3.4.2. Morfologia dos filões mineralizados de Ervedosa

O filão Balbiani, tal como foi anteriormente referido, não é possível ser observado na atualidade, existindo no lugar que ocupava duas grandes cortas de exploração e que de um modo geral correspondem ao antigo local onde se encontrava instalado, deixando antever a sua grande extensão e possança. De acordo com a generalidade dos trabalhos anteriores, corresponderia a um filão de grande extensão e com uma possança, por vezes superior a 10 metros, mas que ademais pouco mais ficou registado sobre o mesmo. Apesar da intensiva exploração que o depósito foi sujeito, foi-nos possível observar nas paredes das frentes de exploração, alguns dos pequenos filonetes ricos em mineralização em cassiterite, embora escassos. Correspondem a finos veios e filonetes centimétricos (de possança variável, mas não ultrapassando os 20 cm), verticais a subverticais (70° a 80°NE), orientados N40°W, e que na maioria das situações não atingem mais de 50 centímetros de extensão. Ocorrem isolados ou em grupos de vários filonetes que, por vezes se tocam ou fundem entre si, encaixados no granito de Ervedosa *(Figura 96)*. Da mineralogia visível à vista desarmada, salientam-se para além do quartzo, a moscovite e a cassiterite. Encontram-se por vezes bastante fraturados sendo as fraturas de geometria irregular *(Figura 97)*, milimétricas a centimétricas, preenchidos por quartzo associado à deposição, em dois estádios mais tardios de deposição, de pirite e de arsenopirite, que adiante será descrito em maior detalhe. Quartzo e sulfuretos ocorrem também, em lentículas *(Figura 98)*. São comuns os *boxwork*, por vezes ainda preenchidos parcialmente por sulfuretos e/ou minerais de alteração dos mesmos, destacando-se a escorodite, que é bastante comum, afetando

muitos dos filonetes com cassiterite e com sulfuretos com manchas de tonalidade verde, sendo igualmente comum no granito de Ervedosa *(Figura 99)*.



Figura 96 – Exemplo de um pequeno filonete subvertical de quartzo mineralizado em cassiterite intersetando o granito de Ervedosa. Note-se a pequena possança, os contatos curvilíneos e irregulares com o encaixante, bem como aspetos de alteração desencadeada pela presença de sulfuretos.



Figura 97 – Fratura centimétrica preenchida por quartzo e sulfuretos, neste caso a arsenopirite (Aspy), afetando o granito de Ervedosa.



Figura 98 – Exemplo de uma massa de geometria irregular de quartzo associado a sulfuretos no granito de Ervedosa, comuns na área da mina de Ervedosa.

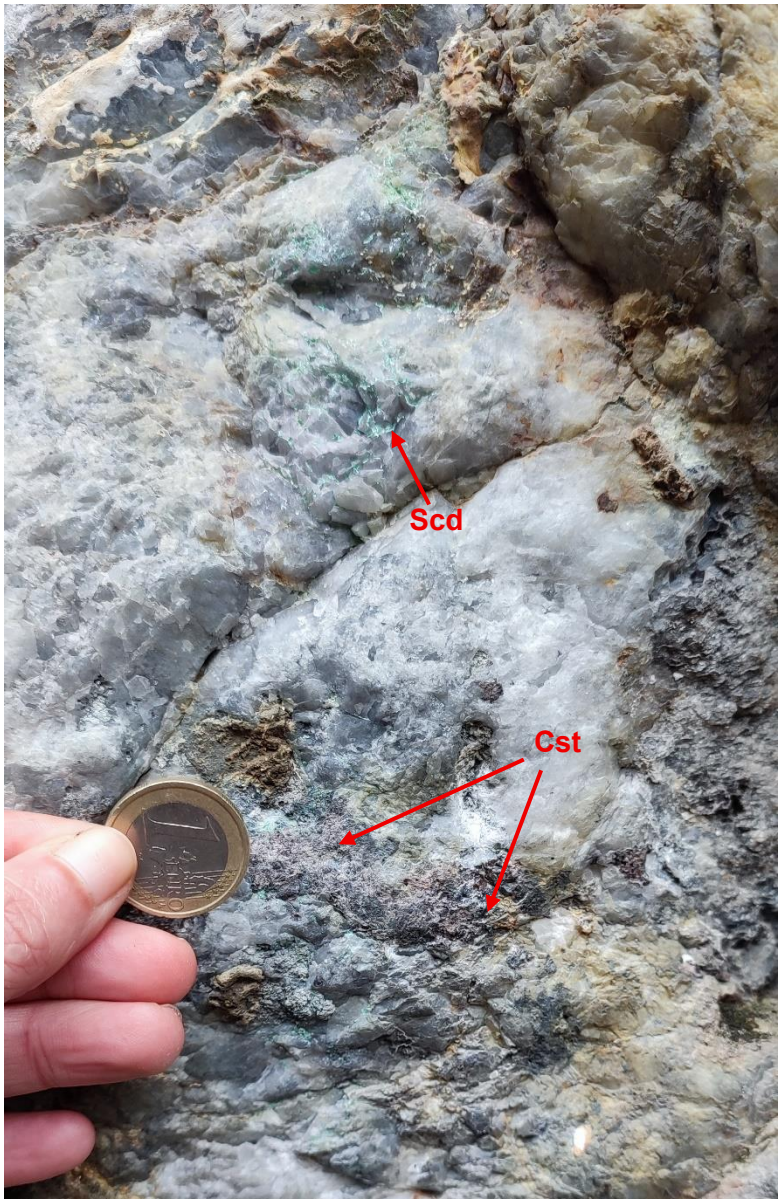


Figura 99 – Aspeto de um outro filão mineralizado em cassiterite (Cst) da mina de Ervedosa, exibindo fracturação e uma intensa tonalidade verde em decorrência da alteração da arsenopirite em escorodite (Scd).

Filões estéreis de quartzo leitoso de cor branca a cinzento-claro verticais a subverticais (75° a 80°E) *(Figura 100 e 101)* são frequentes na área da mina de Ervedosa, tendo uma orientação entre N-S a NNE-SSW, e por isso associados às fases de fracturação tardias relativamente a D3. Correspondem a filões, em geral bastante fraturados, por vezes com algumas centenas de metros de extensão (100 a 200 m) e de possança que varia desde alguns centímetros até vários metros (1 a 5 m) e que intersetam quer o granito de Ervedosa, quer o encaixante metassedimentar com contatos bastante retos e bem delimitados. Surgem por vezes nestes filões óxidos de ferro de cor ocre e muito alterados. Vários destes veios estéreis tardios podem ser bem observados junto à

capela de Santa Bárbara e na área da lavaria da mina, onde um destes filões atinge vários metros de possança.



Figura 100 – Exemplo de um dos muitos filões de quartzo leitoso estéreis e tardios comuns em toda a área da mina de Ervedosa. Note-se a cor branco a cinzento-claro, a intensa fracturação e a ocorrência de óxidos de ferro tardios.



Figura 101 – Filão de quartzo estéril de possança métrica (demarcado a tracejado a vermelho) numa das frentes de exploração da mina de Ervedosa.

3.3.4.3. Mineralogia, estilo de preenchimento e paragénese dos filões mineralizados

3.3.5. Filões mineralizados com cassiterite e sulfuretos

Passa-se nesta secção à discrição da mineralogia e modo de ocorrência dos diferentes minerais presentes e identificados nos filões mineralizados de Ervedosa. Na *Tabela 2*, pode ser encontrada uma síntese das mineralogias, abundância relativa, modo de ocorrência e particularidades texturais dos minerais identificados nos filões estaníferos. As descrições da mineralogia dos filões, presentes nesta secção, são elaboradas com base nas observações de campo, estudo petrográfico e metalográfico de diferentes secções e lâminas polidas, bem como análises de SEM-EDS, catodoluminescência e microespectrometria Raman.

Espécie mineral	Abundância	Hábito	Dimensão	Relações de contato
Quartzo IA	Muito abundante	Anédrico	Fino a grosseiro	A rodear a Cst e outros minerais
Quartzo IB	Abundante	Anédrico	Fino	
Moscovite I	Comum	Subédrico a radial	Médio	No bordo dos veios de Qz e intercrescida na cassiterite; em feixes de hábito radial
Cassiterite	Abundante	Euédrico a subédrico	Médio a grosseiro	No seio do Qz e penetrada pela Msc radial e sulfuretos
Apatite	Incomum	Euédrico a subédrico	Fino	Intercrescida com a moscovite
Fluorite	Muito raro	Anédrico a euédrico	Fino	Em raros cristais dispersos no Qz
Pirrotite	Raro	Anédrico	Fino	Inclusa na Aspy e na Py
Arsenopirite	Abundante	Euédrico a subédrico	Fino a grosseiro	Associada à moscovite
Rútilo	Muito raro	Acicular	Fino	Incluso no Qz
Columbo-tantalite	Muito raro	Euédrico a subédrico	Fino	Exsolução na Cst
Quartzo IIA	Comum	Anédrico	Fino	Em fraturas de outros minerais e associado a sulfuretos
Quartzo IIB	Comum	Anédrico	Fino	Em fraturas de outros minerais e associado a sulfuretos
Pirite	Muito frequente	Euédrica a anédrica	Fino a Grosseiro	A penetrar, a rodear e a substituir a arsenopirite
Bismuto	Muito raro	Subédrico	Fino	Incluso na arsenopirite e pirite
Bismutinite	Raro	Anédrico a subédrico	Fino	Incluso na arsenopirite
Esfalerite	Incomum	Anédrico	Fino	A penetrar a arsenopirite, pirite e quartzo
Calcopirite	Raro	Anédrico	Fino	Em exsoluções na esfalerite; associado a quartzo em fraturas na arsenopirite
Matildite	Muito raro	Anédrico	Fino	Inclusão na arsenopirite
Estanite	Raro	Anédrico	Fino	Associado ao quartzo e calcopirite
Óxidos de Fe	Muito frequente	Anédrico	Fino	Em fraturas em diferentes minerais
Óxidos de U	Muito raro	Anédrico	Fino	Em fraturas nos sulfuretos
Covelite	Muito raro	Anédrico	Fino	Associado ao quartzo e calcopirite
Escorodite	Comum	Euédrico a anédrico	Fino	Em fraturas na arsenopirite

Tabela 2 – Síntese da mineralogia observada nos veios estaníferos de Ervedosa. Aspy – Arsenopirite; Cst – Cassiterite; Py – Pirite; Qz – Quartzo.

Nos filões podem ser reconhecidos dois episódios principais de deposição separados entre si por episódio de fracturação hercínicos e um episodio mais tardio de alteração *(Tabela 2)*:

- um primeiro estádio com óxidos e silicatos dominantes, caracterizado pela deposição de quartzo, cassiterite, moscovite, volframite, apatite, rútilo, fluorite.
- um segundo estádio caracterizado pela precipitação de quartzo, moscovite e sulfuretos associados, nomeadamente arsenopirite, pirite, esfalerite, calcopirite, bismuto, bismutinite e matildite.
- um estado tardio caracterizado pela ocorrência de minerais resultantes da alteração supergénica, dos quais contam os óxidos de Fe e U, a covelite e arsenatos (sobretudo escorodite).

Nos filões e filonetes ricos em mineralização em cassiterite de Ervedosa, o quartzo é dos minerais de ganga o mais abundante. Apresenta-se como um quartzo bastante maciço, de cor branca a por vezes cinzento-escuro, anédrico e bastante deformado e fraturado (Quartzo I) e exibindo algumas fraturas com preenchimentos de quartzo mais tardio (Quartzo II), associado frequentemente com sulfuretos como a arsenopirite *(Figura 102)*.



Figura 102 – Aspeto da geração de quartzo associado à deposição da cassiterite em Ervedosa. Note-se uma pequena massa de sulfuretos em uma das muitas fraturas visíveis

3.3.5.1. Primeiro Episódio

3.3.5.1.1. Quartzo

O estudo petrográfico do quartzo ao qual atribuímos a designação de quartzo IA (QzIA), revelou um hábito anédrico, com formas alongadas, estiradas, sigmóidais ou irregulares, em grãos de dimensão fina a grosseira e de aspeto bastante turvo devido a uma elevada abundância de inclusões fluídas e intensa fracturação *(Figura 103)*. Apresenta diferentes aspetos de deformação, tais como extinção ondulante bastante pronunciada e bordos dentados a lobados, salientando-se sobretudo o processo de fracturação e subgranulação que este sofreu em decorrência dos diferentes períodos de atividade da ZCLRM. Esta primeira geração de quartzo foi subgranulada parcialmente numa segunda geração de quartzo mosaico, designada neste trabalho por quartzo IB (QzIB) e que rodeia os cristais de quartzo IA, sobre a forma de fragmentos cristais de hábito anédrico, de geometria oval a circular e com bordos bastante mais suavizados que o quartzo IA que lhe deu origem *(Figuras 104 e 105)*. Mostra-se como um quartzo menos leitoso que o QzIA, visto que possui menos inclusões fluídas, e de dimensão muito pequena. Em algumas das amostras de diferentes veios com mineralização em cassiterite, foi possível observar que este processo de subgranulação dos veios não foi homogénea no depósito, já que algumas das amostras revelam uma subgranulação muito intensa do QzIA em QzIB, com uma subgranulação quase completa da primeira geração de quartzo, ao passo que outras amostras revelam cristais de quartzo praticamente conservados e rodeados apenas por alguns pequenos cristais de QzIB *(Figura 106),* pelo que deverão corresponder a amostras mais proximais ao traçado da ZCLRM. Quer o QzIA, quer o QzIB exibem inclusões de rútilo de hábito acicular *(Figura 107)* de dimensão muito reduzida, bem como diversos sulfuretos como a pirite e óxidos de ferro tardios nos espaços intergranulares dos cristais de QzIA com QzIB. É ainda importante referir que, em amostras orientadas, o facto de quer os cristais de QzIA quer os cristais do QzIB se encontram frequentemente orientados sensivelmente segundo a direção N130° a N140°E, a direção do cisalhamento principal.

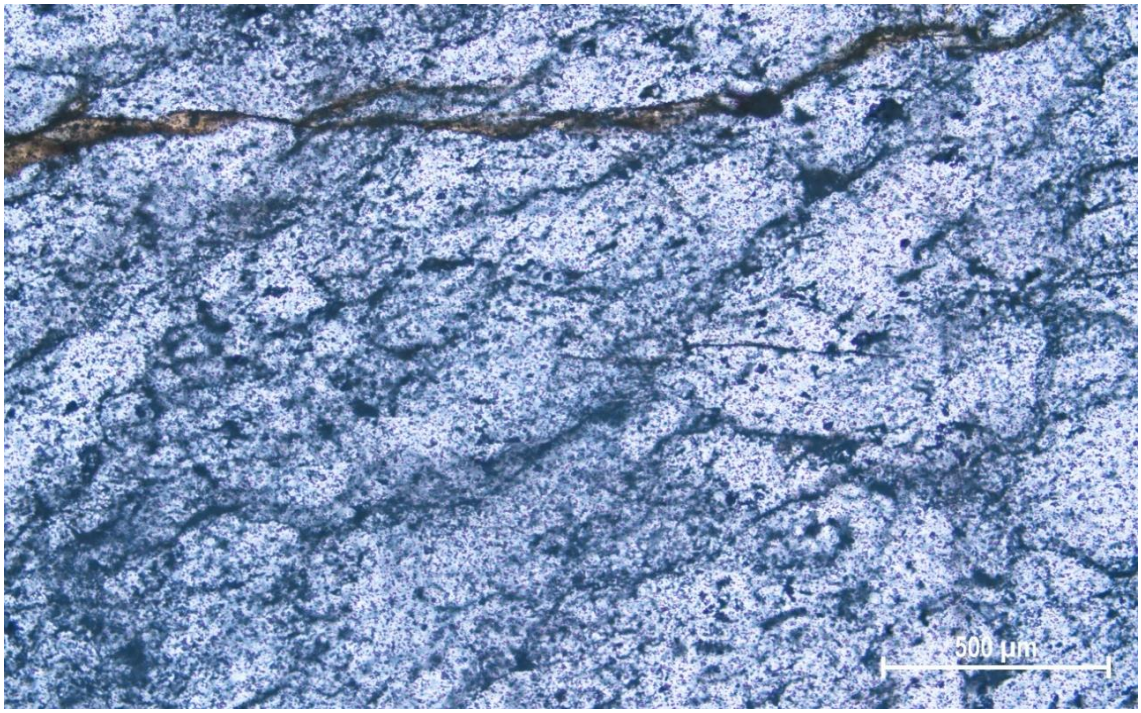


Figura 103 – Aspeto geral da geração de quartzo associado à deposição da cassiterite. Note-se o aspeto pouco límpido, a intensa fracturação e a presença de minerais opacos tardios em fraturas. N//.

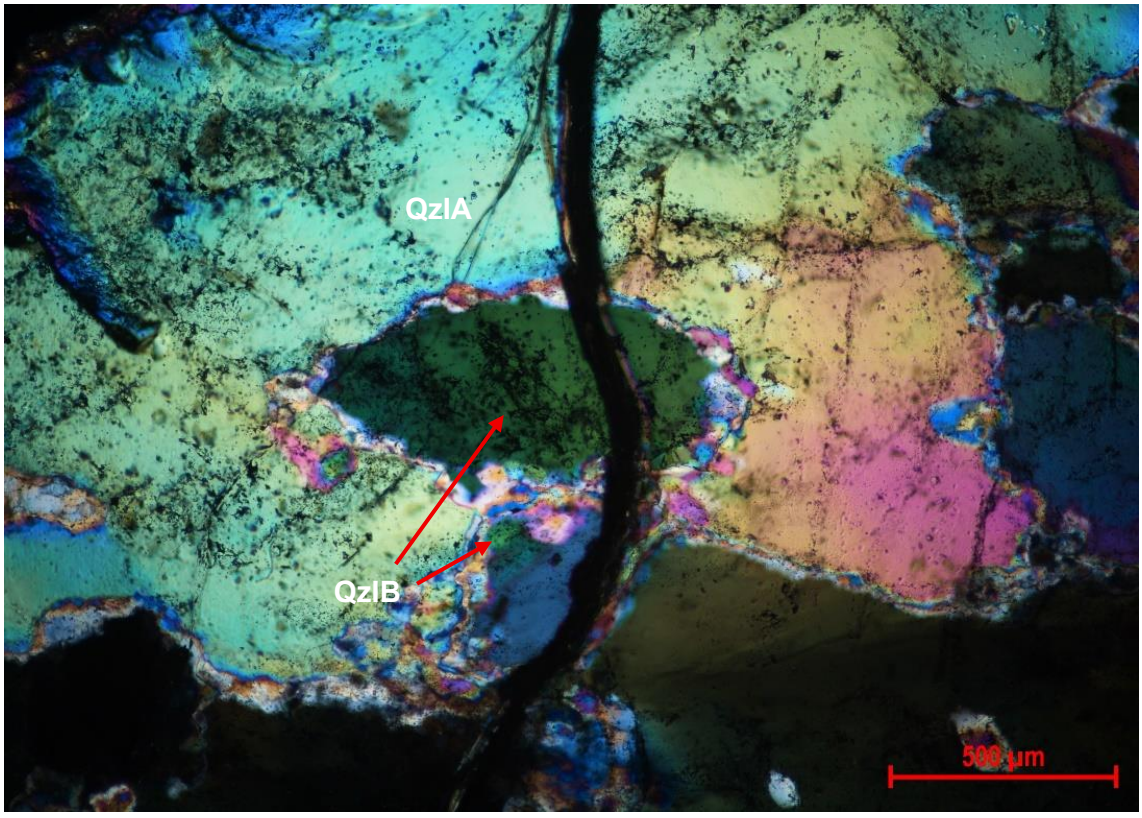


Figura 104 – Cristal de QzIA de geometria ocelada com os bordos parcialmente subgranulado para uma geração de QzIB com textura em mosaico. Note-se neste caso como o processo foi relativamente parcial e que a maior parte do cristal permanece conservada. NX.

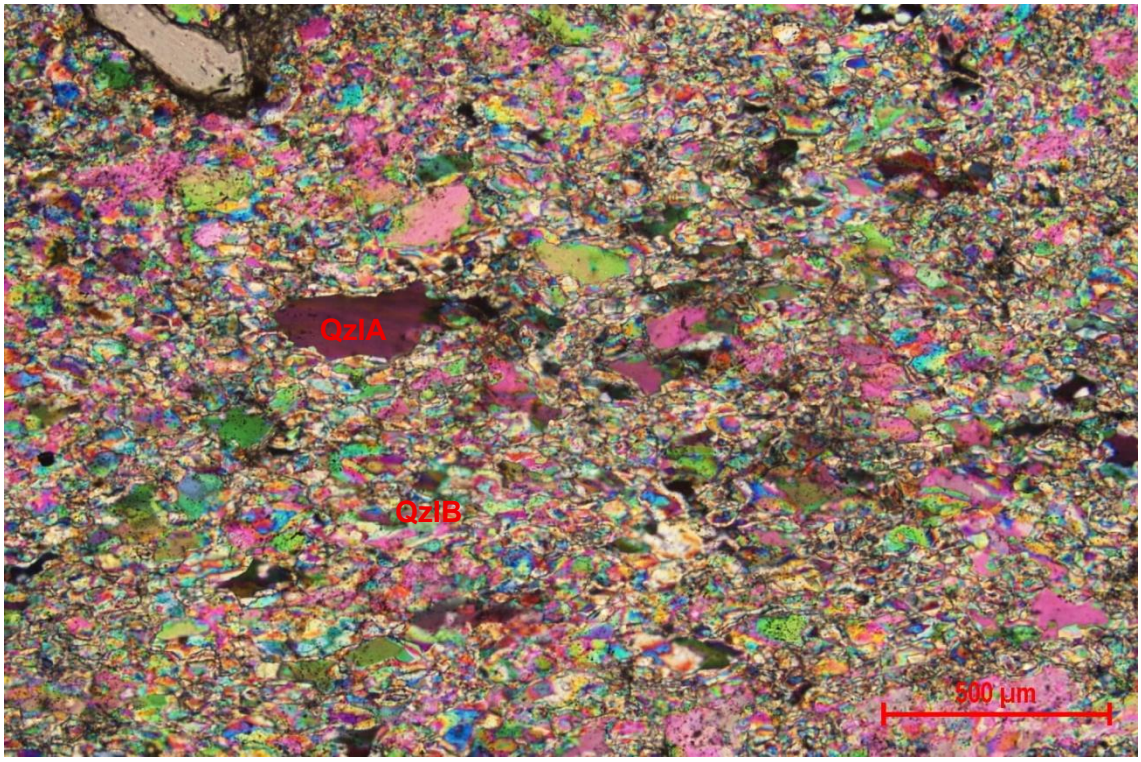


Figura 105 – Exemplo de uma amostra afetada por intenso cisalhamento e onde o QzIA foi quase totalmente reduzido para QzIB com textura em mosaico, de cristais anédricos muito pequenos, de geometria circular a oval e frequentemente alinhados segundo a direção N130-N140°E. NX.

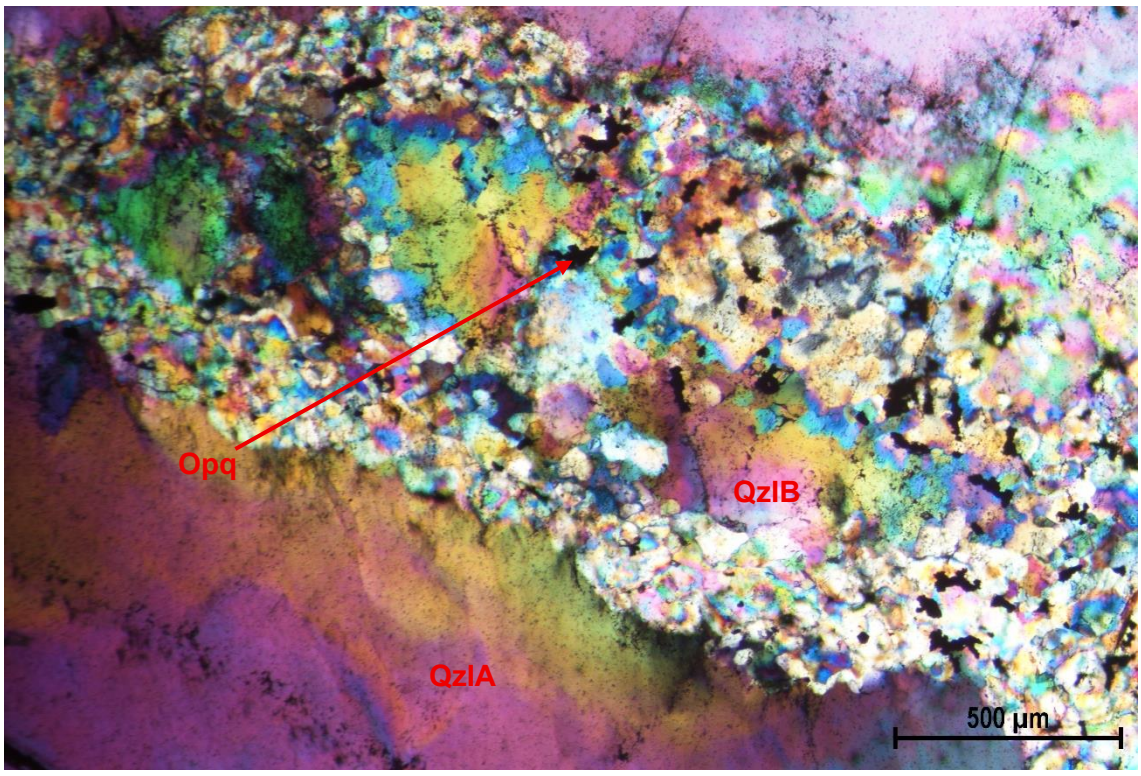


Figura 106 – Microfotografia de um cristal de QzIA praticamente subgranulado para QzIB mosaico e onde se observam múltiplos minerais opacos tardios (Opq) nos espaços intergranulares de cristais de QzIB. NX.



Figura 107 – Aspeto do QzIB em maior ampliação onde se denotam os bordos suaves e arredondados, diminutas e pouco abundantes inclusões fluídas e cristais aciculares de rútilo (Rt) inclusos. N//.

3.3.5.1.2. Moscovite

A moscovite ocorre em duas gerações:

(1) uma primeira geração (Msc I), de maior abundância e expressão, a ocorrer intercrescida com o quartzo IA sobre a forma de cristais sobre a forma de palhetas e secções euédricas a subédricas (*Figura 108*), encontrando-se frequentemente deformada *(Figura 109)*. São comuns as inclusões de apatite subédrica a euédrica *(Figura 110)*;

(2) uma segunda geração (Msc II) com menor expressão, em feixes de hábito radial *(Figura 111)* e que formam por vezes agregados de lamelas, frequentemente a penetrar a cassiterite *(Figuras 112 e 113)*, sendo distinguível apenas microscopicamente.

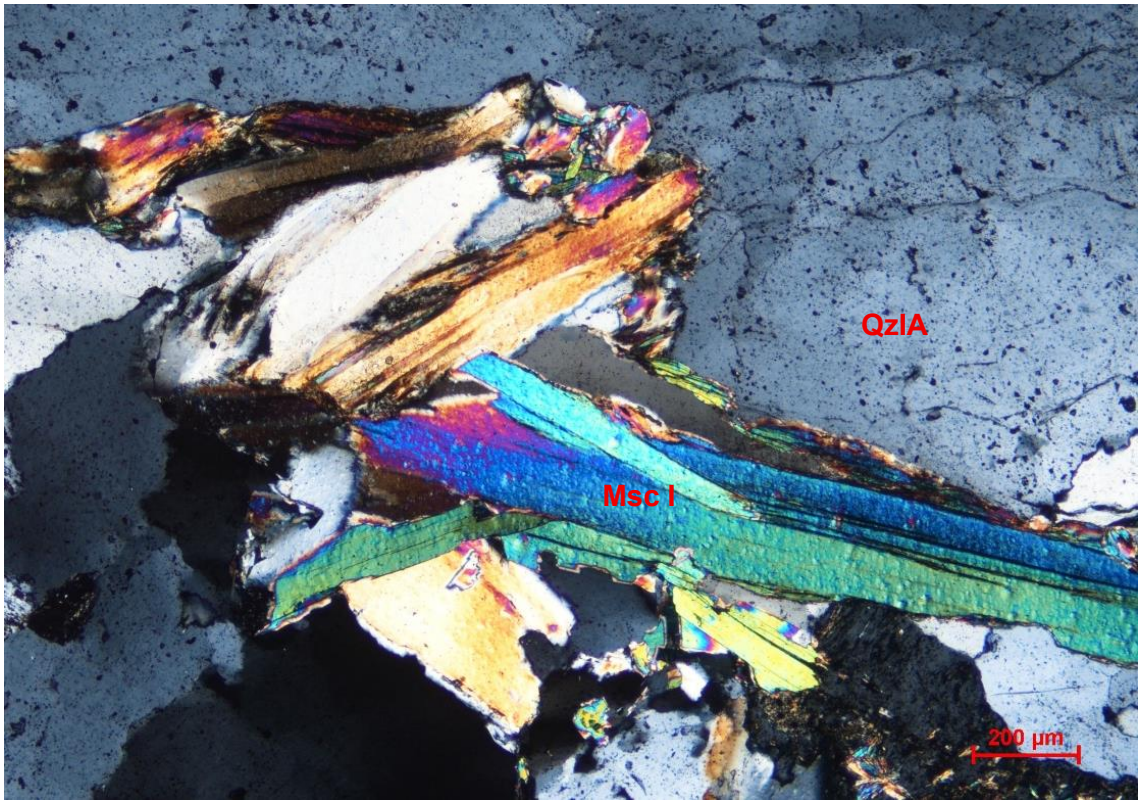


Figura 108 – Microfotografia de vários cristais subédricos da primeira geração de moscovite (Msc) dos veios mineralizados de Ervedosa, associados ao QzIA (QzIA). NX.

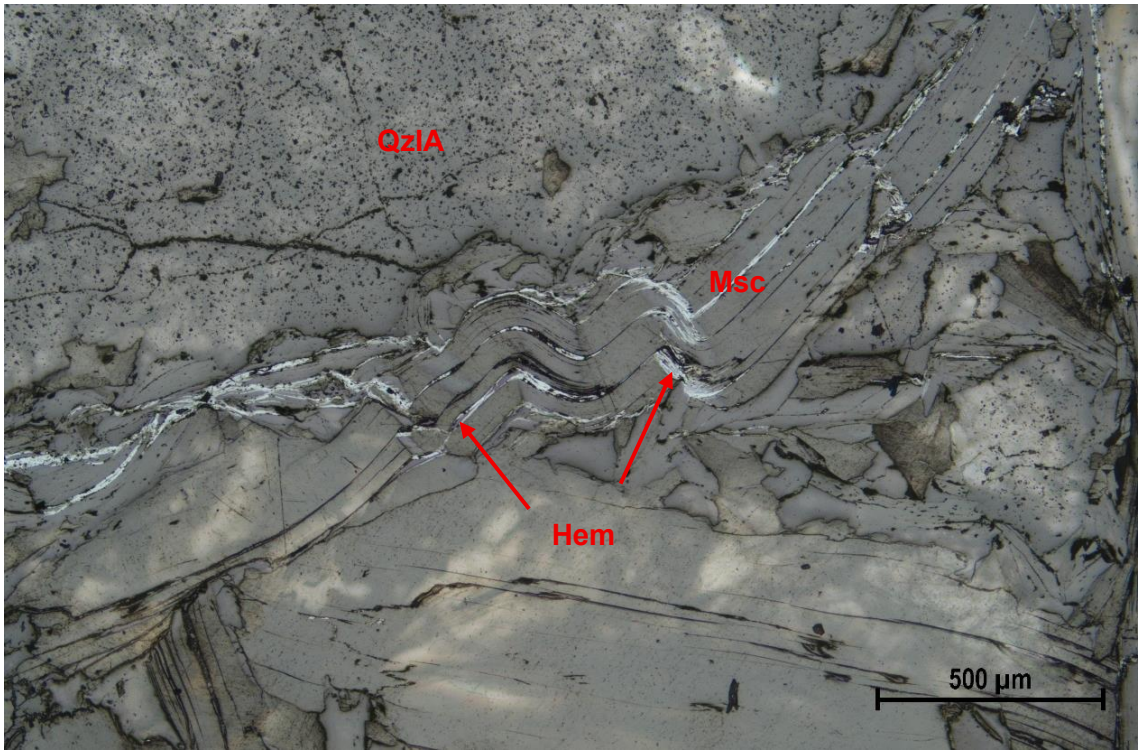


Figura 109 – Microfotografia de um cristal de moscovite deformado associado ao QzIA, exibindo hematite (Hem) que preenche fraturas e os planos de clivagem da moscovite dobrados (Msc). LR.

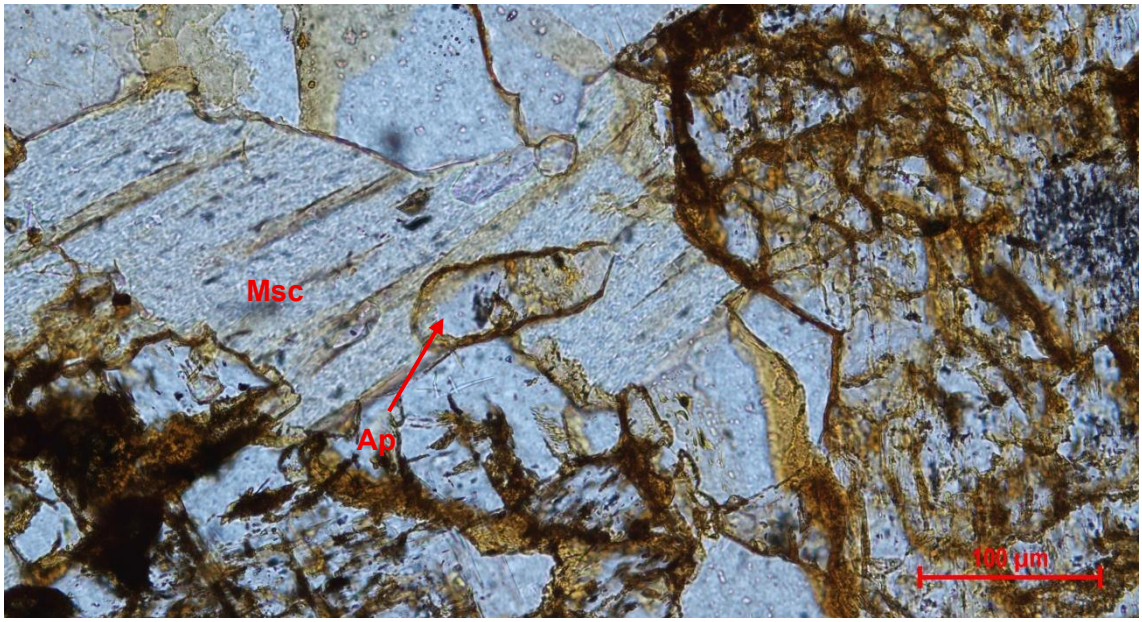


Figura 110 – Microfotografia de uma palheta da primeira geração de moscovite (Msc) com dois diminutos cristais subédricos de apatite (Ap). N//.

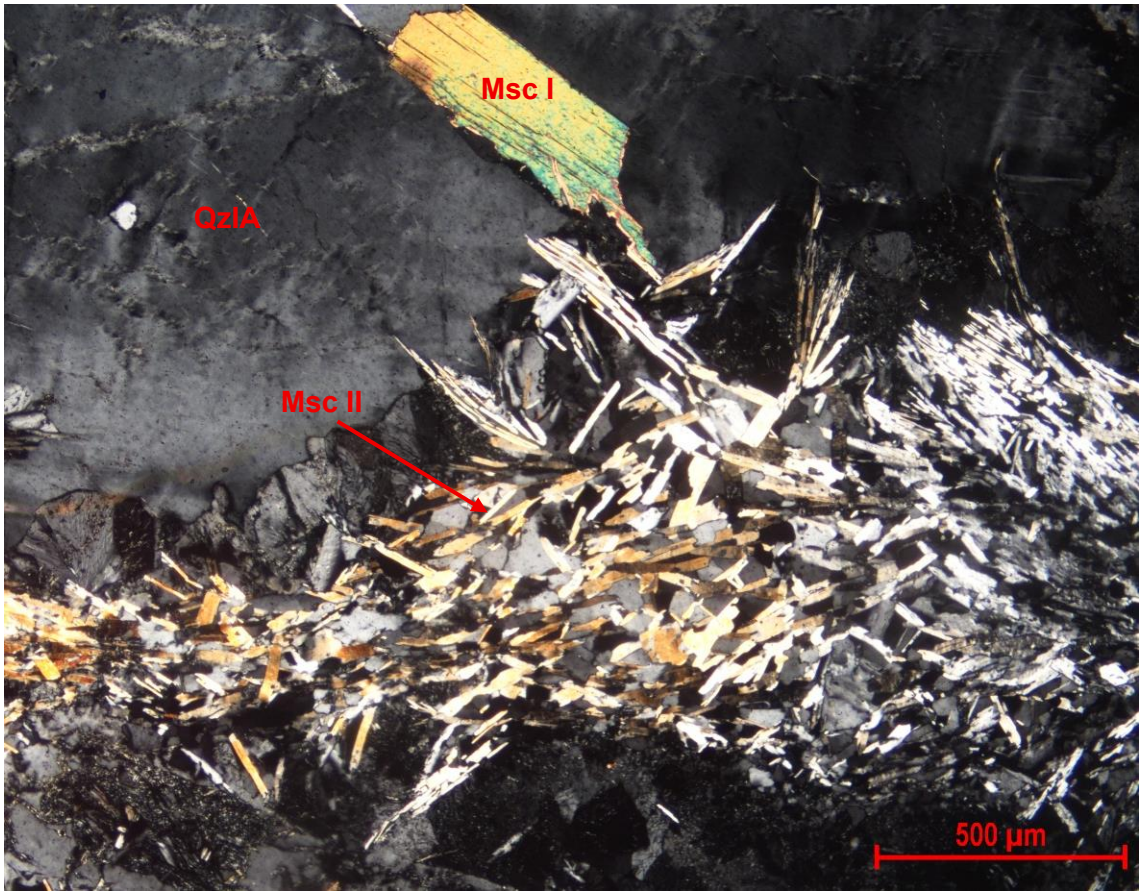


Figura 111 – Microfotografia do aspeto da segunda geração de moscovite de hábito radial (Msc II), neste caso penetrando o QzIA. Note-se na parte superior da microfotografia, um cristal subédrico da primeira geração de moscovite (Msc I) de hábito lamelar. NX.

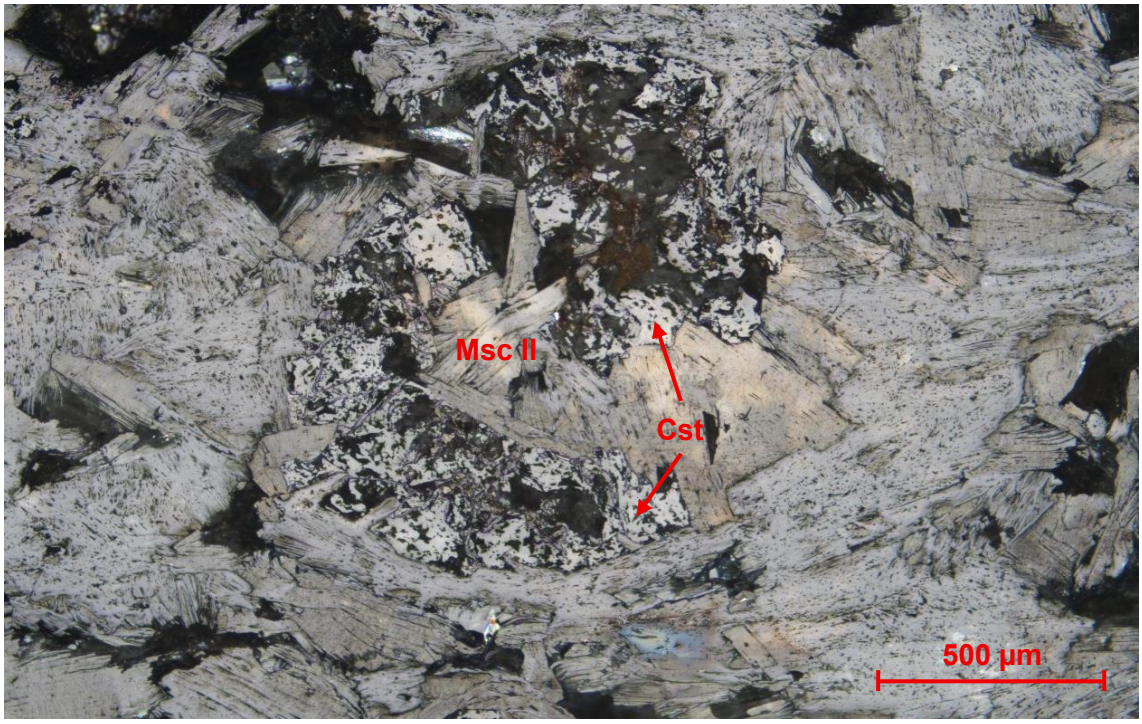


Figura 112 – Microfotografia de vários feixes da segunda geração de moscovite (Msc II) a penetrar a cassiterite (Cst). LR.

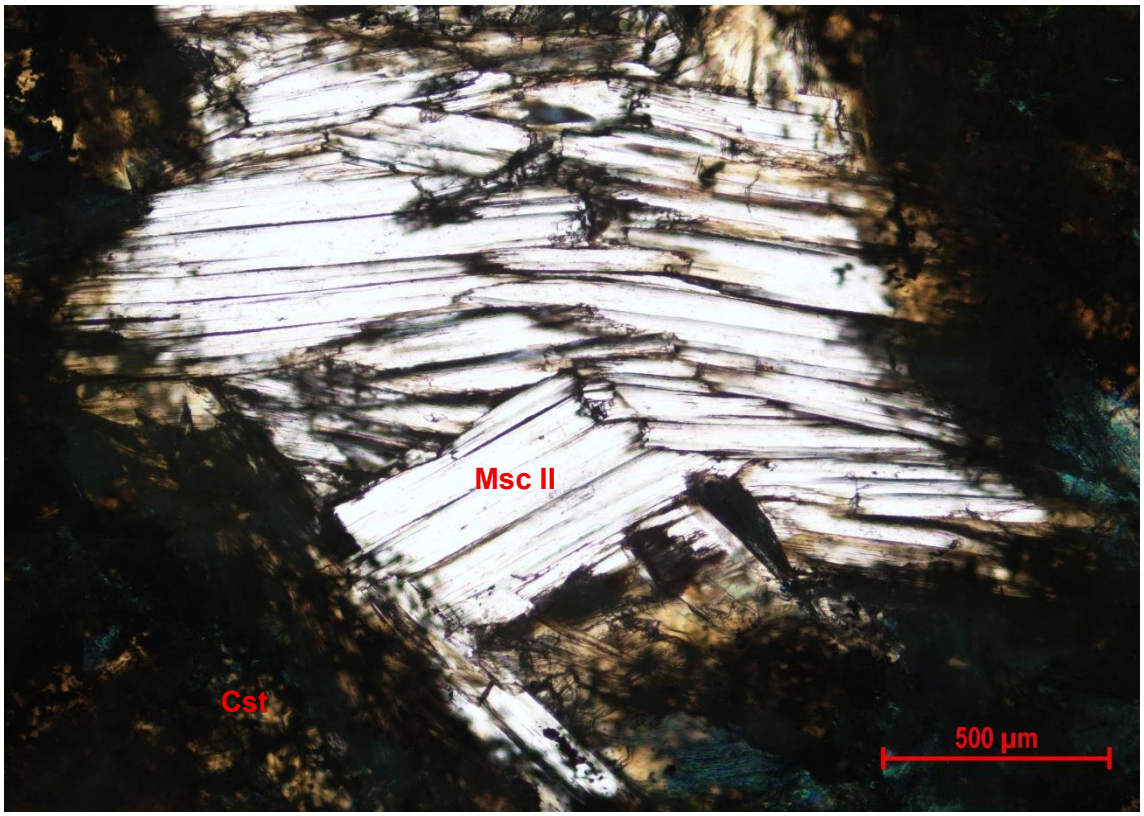


Figura 113 – Microfotografia de vários cristais subéricos da segunda geração de moscovite (Msc II) dos veios mineralizados de Ervedosa, neste caso a penetrar a cassiterite (Cst). NX.

3.3.5.1.3. Cassiterite

Apesar da intensa mineração que o jazigo de Ervedosa foi alvo, continua a ser observável e frequente nos veios mineralizados, a ocorrência de cassiterite em cristais milimétricos a centimétricos, euédricos a subédricos, isolados ou massas de alguns cristais *(Figura 114)*, ocorrendo intimamente associada ao quartzo e à moscovite I (*Figuras 115* e *116*). Estes dois últimos minerais ocorrem inclusos na cassiterite, pelo que a cassiterite terá nucleado nestes dois minerais. O estudo petrográfico destas cassiterites revelou a existência de cristais por vezes muito fraturados, com um zonamento ótico bem marcado, caracterizado pela alternância de zonas finas claras, que variam desde o incolor a um laranja muito claro, e zonas mais escuras de tom vermelho-escuro, sendo fortemente pleocroicas (ε=vermelho a vermelho-escuro a ω=incolor a laranja-claro) (*Figuras 117* e *118*). Este zonamento ótico e alternância de bandas escuras e claras é visível, por vezes, em algumas amostras em luz refletida *(Figura 119)*, posta em evidência por contrastes ligeiros na refletância. Tal como referido anteriormente, os cristais de cassiterite são, por vezes penetrados pela segunda geração de moscovite de hábito radial *(ver Figura 112)*, bem como sulfuretos tardios como a pirite. Nas amostras analisadas, foram identificados raríssimas cristais anédricos de minerais que aparentam corresponder ao grupo da columbo-tantalite *(ver Figura 127)* (embora a dimensão muito reduzida das mesmas torne extremamente difícil a sua identificação precisa) nas zonas mais escuras da cassiterite, embora *Gomes (1996)* refira a existência igualmente de exsoluções de ilmenite-rútilo.

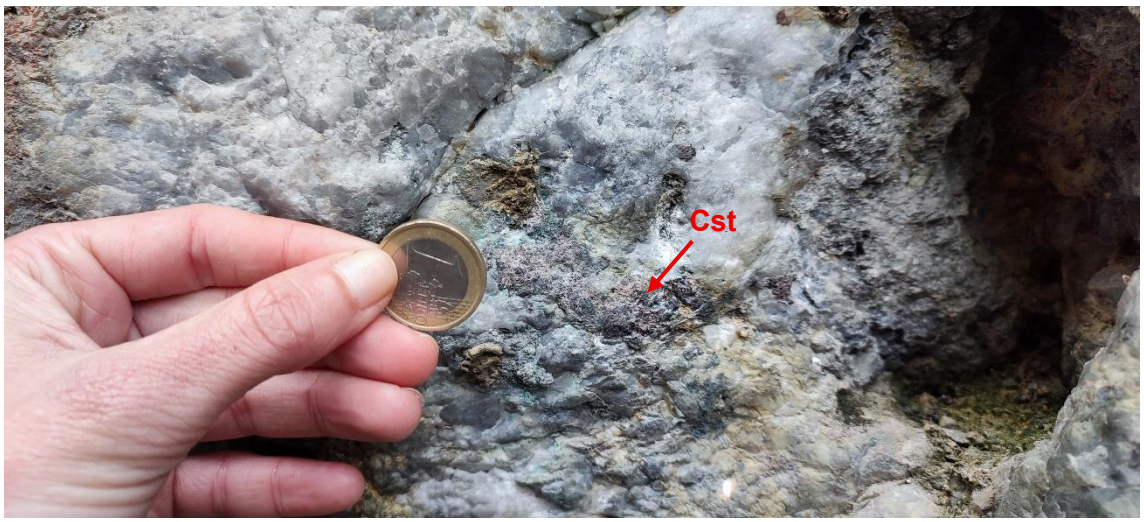


Figura 114 – Fotografia de inúmeros cristais centimétricos de cassiterite a formarem massas a ocorrerem no seio de um veio de quartzo.

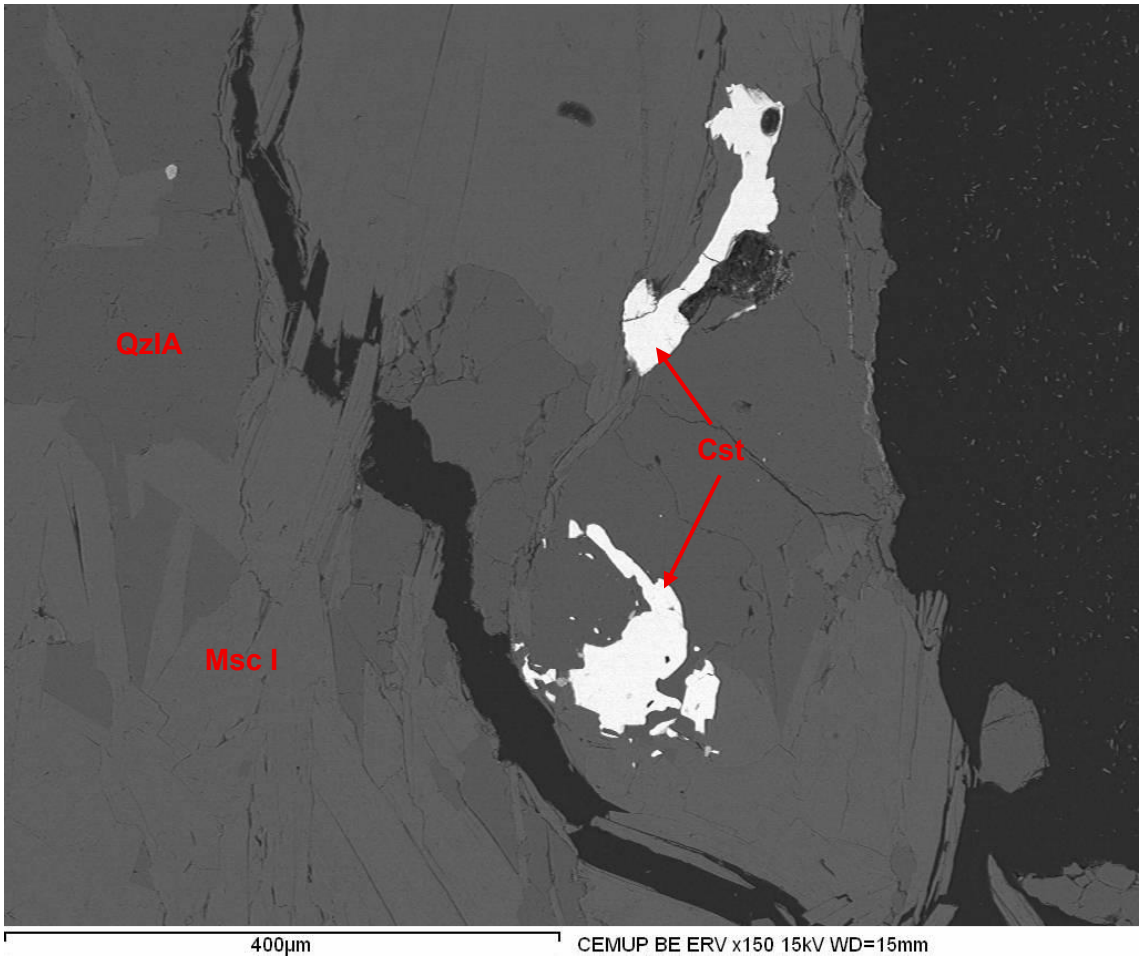


Figura 115 – Imagem de BSE onde se observa a associação entre a cassiterite (Cst), o quartzo IA (QzIA) e a moscovite de hábito lamelar (Msc I).

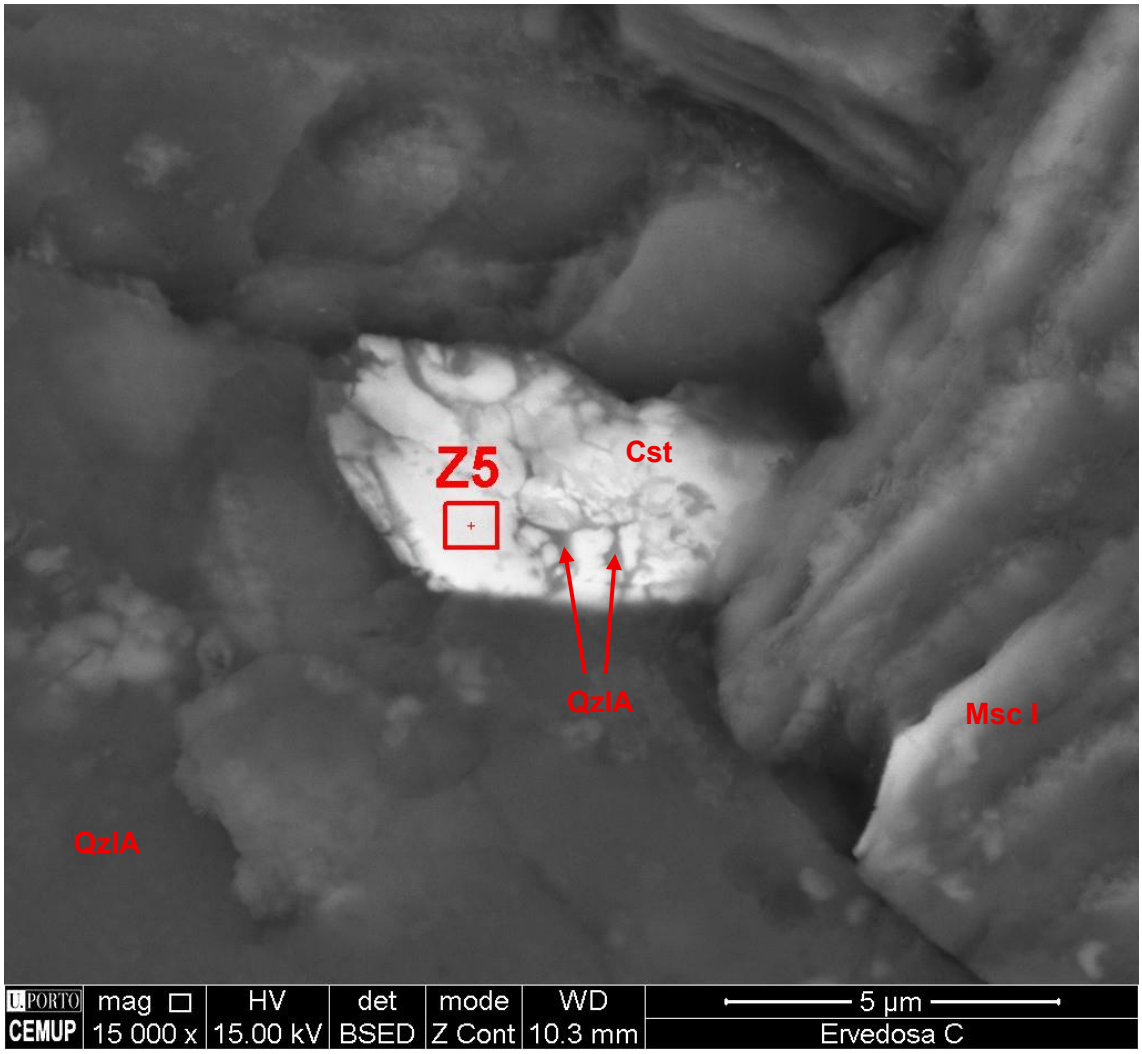


Figura 116 – Imagem de BSE onde se observa a associação entre um grão cassiterite (Cst) muito com inclusões de quartzo IA (QzIA), associado a moscovite de hábito lamelar (Msc I) e QzIA.

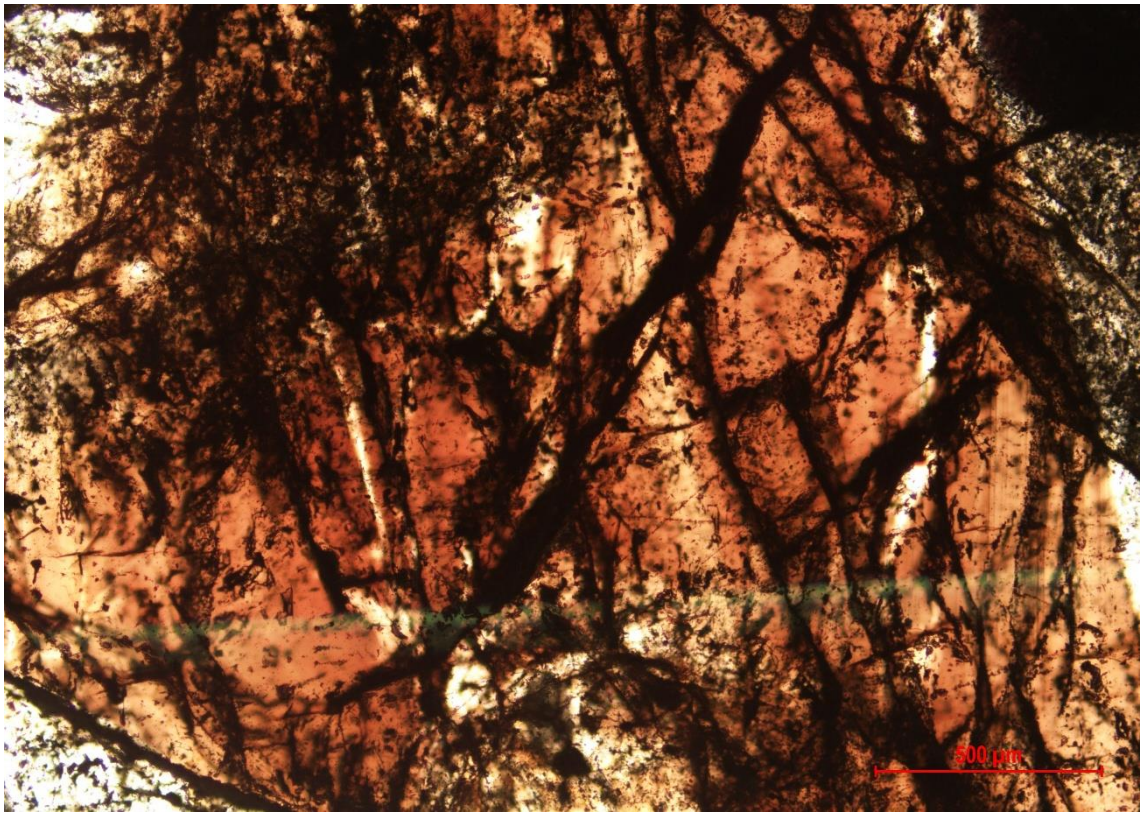


Figura 117 – Microfotografia de um cristal subédrico de cassiterite exibindo uma alternância de bandas claras e escuras. Note-se a intensa fraturação dos cristais. N//.

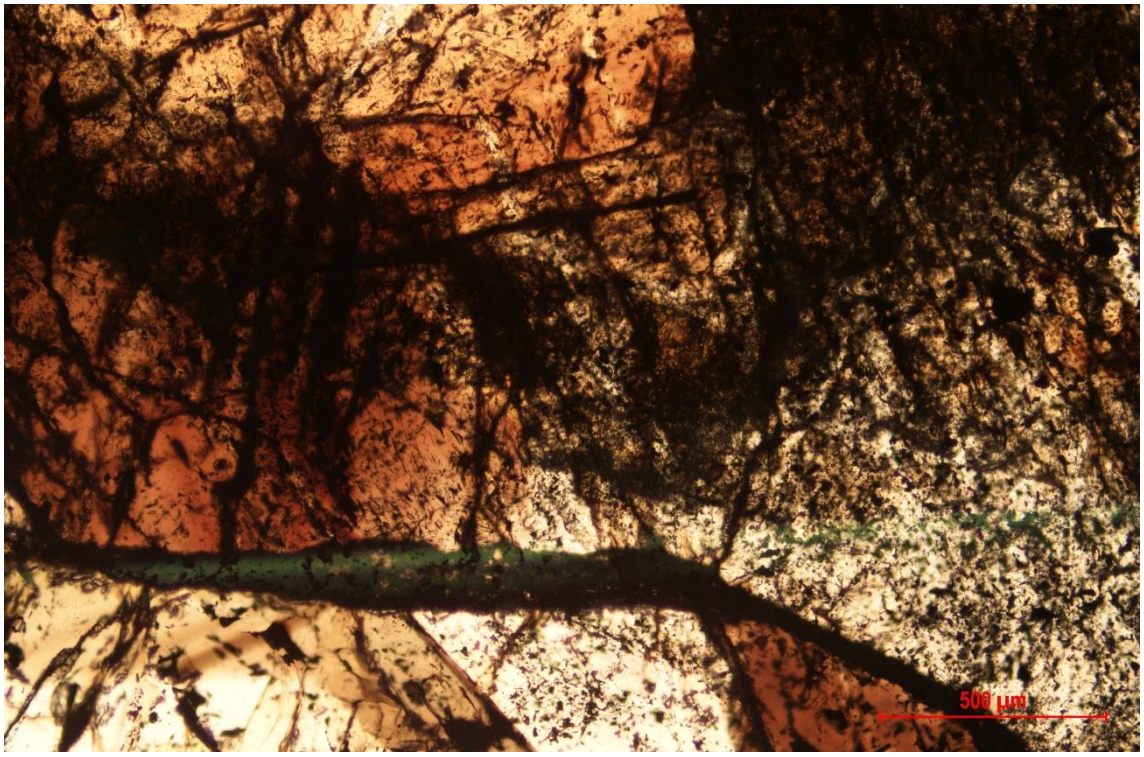


Figura 118 – Microfotografia de um cristal subédrico de cassiterite exibindo um zonamento ótico concêntrica de bandas claras e escuras, neste caso correspondendo a zonas de crescimento. Note-se a intensa fraturação dos cristais. N//.

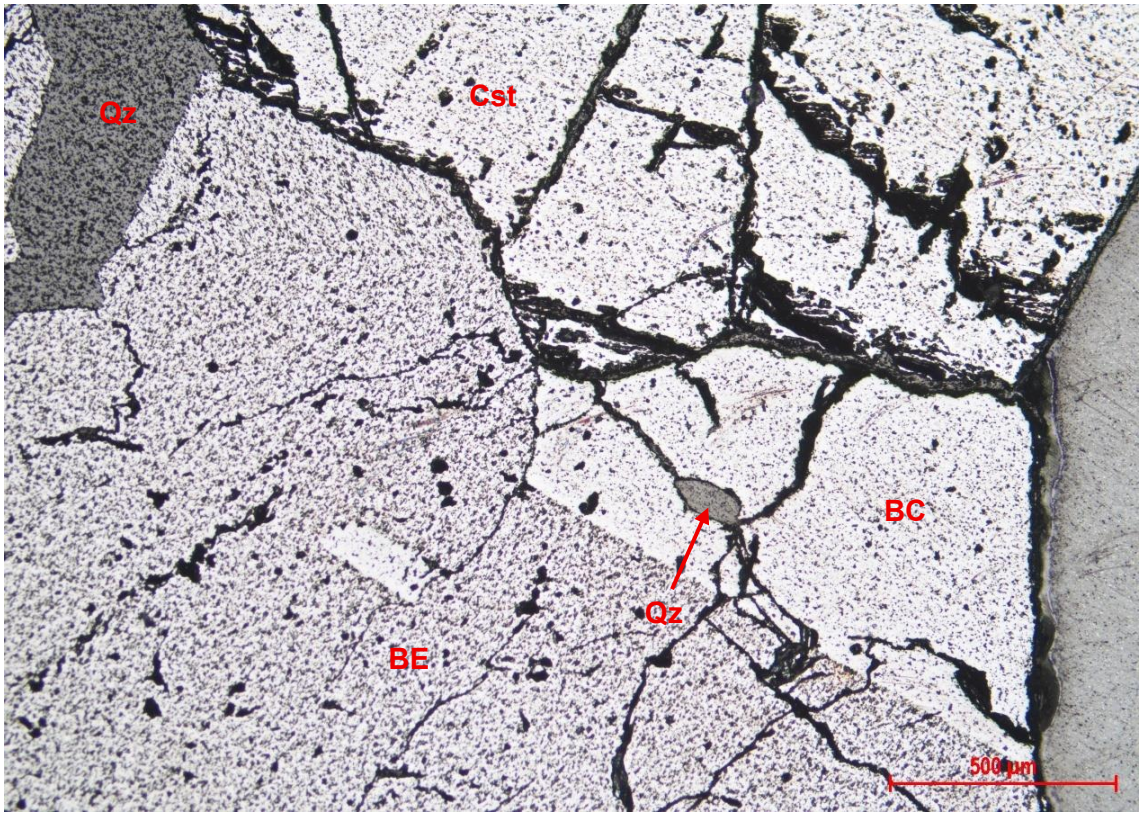


Figura 119 – Microfotografia de uma área de um cristal de cassiterite (Cst), onde se observa uma ligeira diferença da refletância entre as bandas claras (BC) e escuras (BE). Note-se algumas inclusões de quartzo (Qz) na cassiterite. LR.

3.3.5.1.4. Apatite

A apatite é incomum, ocorrendo essencialmente associada à primeira geração de moscovite de hábito lamelar, e com a qual ocorre intercrescida (*Figuras 120* e *121*), podendo igualmente ocorrer no seio das palhetas de moscovite. Em raras situações foi observada a ocorrer com o quartzo. Corresponde a mineralogia observável apenas microscopicamente, ocorrendo em cristais translúcidos, euédricos a subédricos, com alguns micrómetros, e exibindo em alguns casos inclusões fluidas bifásicas *(Figura 122)*. Quando observada em CL, a apatite dos veios de Ervedosa exibe a típica coloração amarelo brilhante das apatites hidrotermais em CL, exibindo igualmente recristalizações, denunciadas por áreas de tonalidade mais escura *(Figura 123)*.

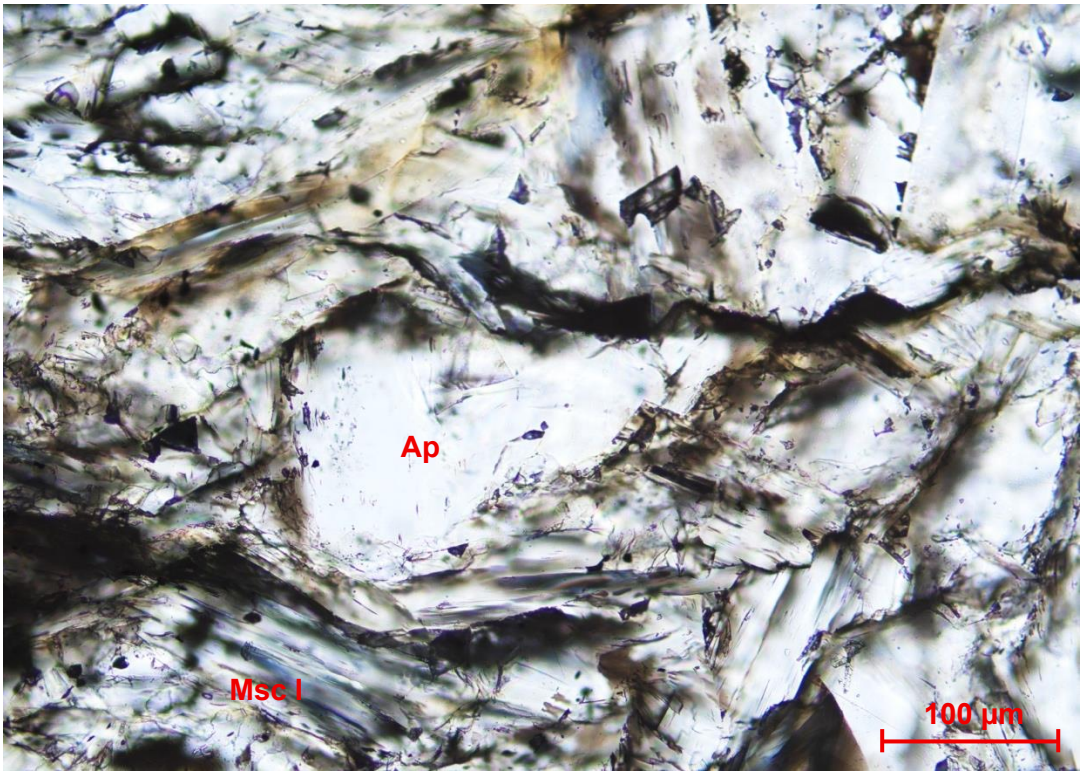


Figura 120 – Microfotografia de um cristal subédrico de apatite (Ap) deformado e rodeado por algumas palhetas da primeira geração de moscovite lamelar (Msc I). N//.

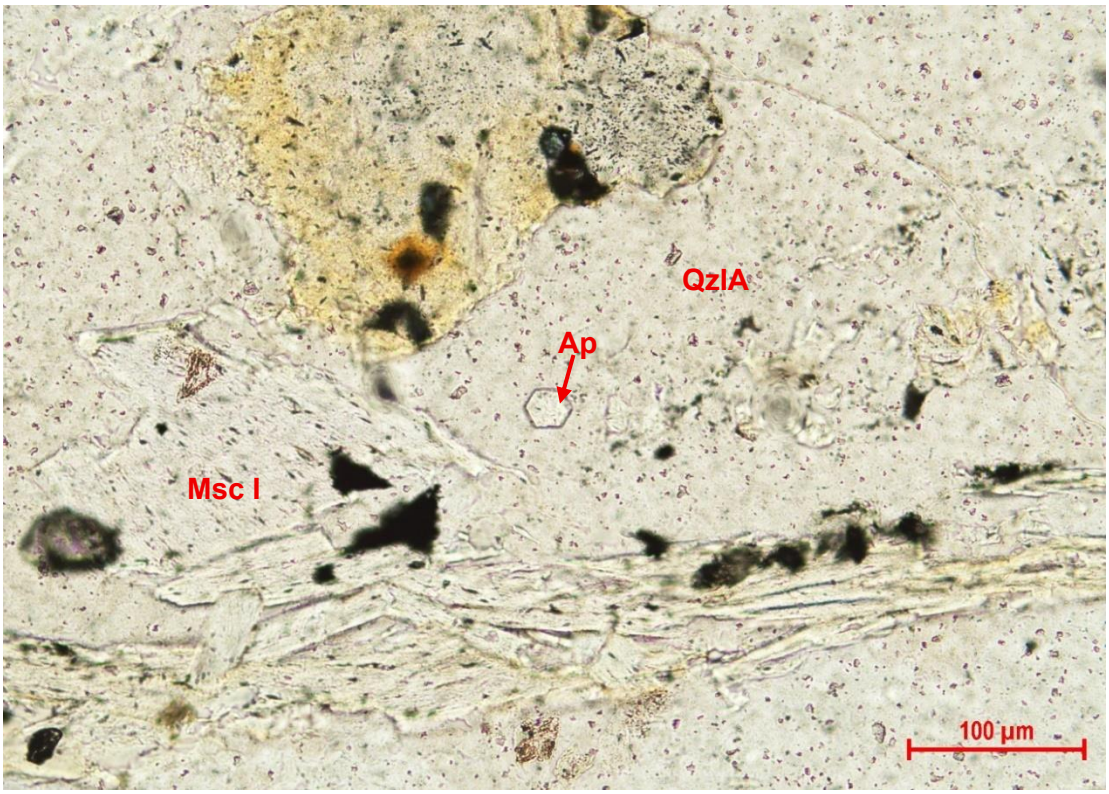


Figura 121 – Microfotografia de um cristal euédrico de apatite (AP) associado ao quartzo (QzIA) próximo a várias palhetas da primeira geração de moscovite (Msc I). N//.

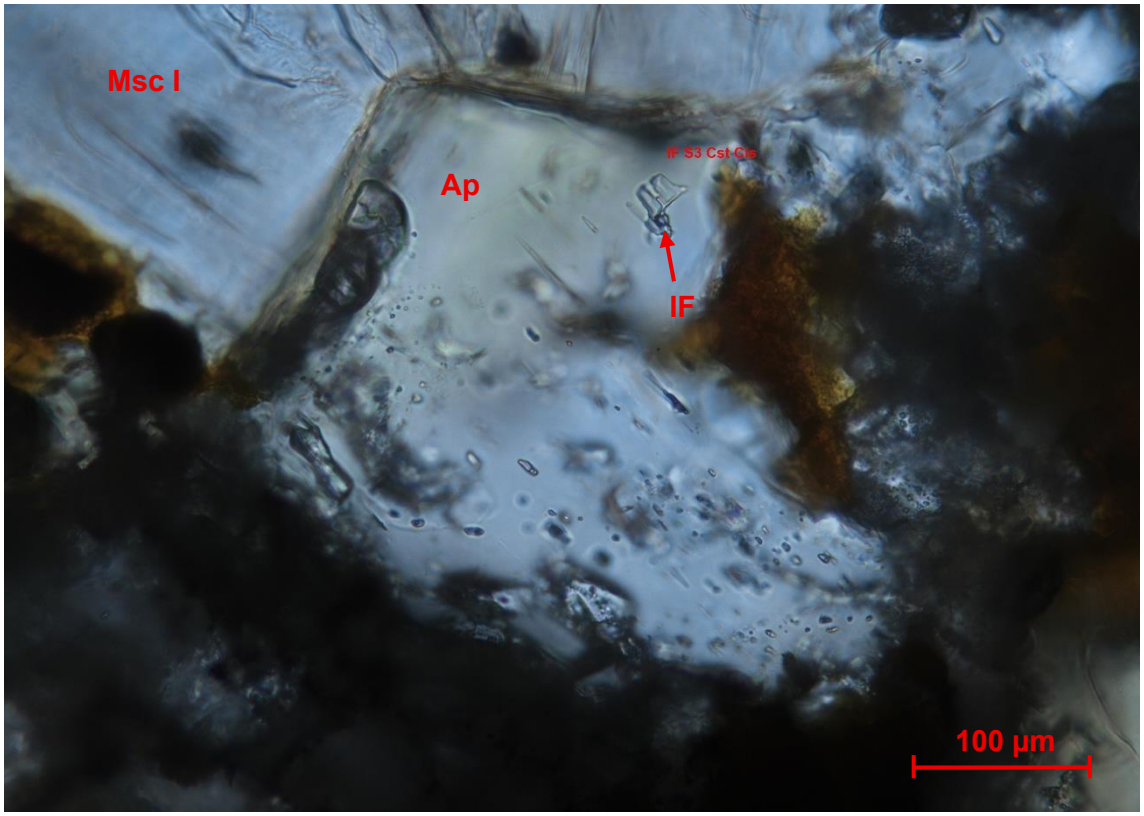


Figura 122 – Microfotografia de um cristal subédrico de apatite (Ap), associado à moscovite da primeira geração (Msc I) exibindo inúmeras inclusões fluidas bifásicas (IF). N//.

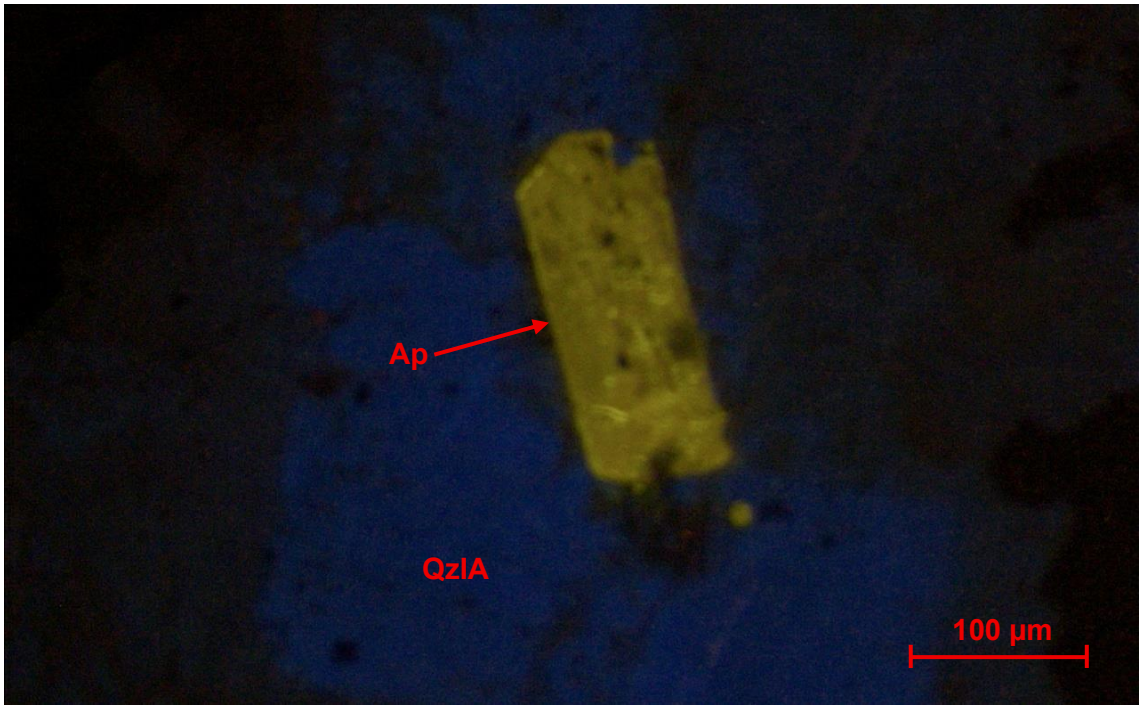


Figura 123 – Microfotografia de um cristal subédrico de apatite (Ap), associado a um cristal de QzIA, e a exibir a típica coloração amarela em CL, bem como recristalizações, indicado pelas áreas de tonalidade mais escura.

3.3.5.1.5. Fluorite

A fluorite é um mineral muito raro nos veios estaníferos de Ervedosa, tendo sido apenas detetada pontualmente em algumas amostras. Surge dispersa no quartzo, em cristais individuais maioritariamente anédricos, muito raramente subédricos ou euédricos, e com apenas alguns micrómetros de dimensão (≤ 20µm), exibindo a típica coloração lilás característica *(Figura 124)*.

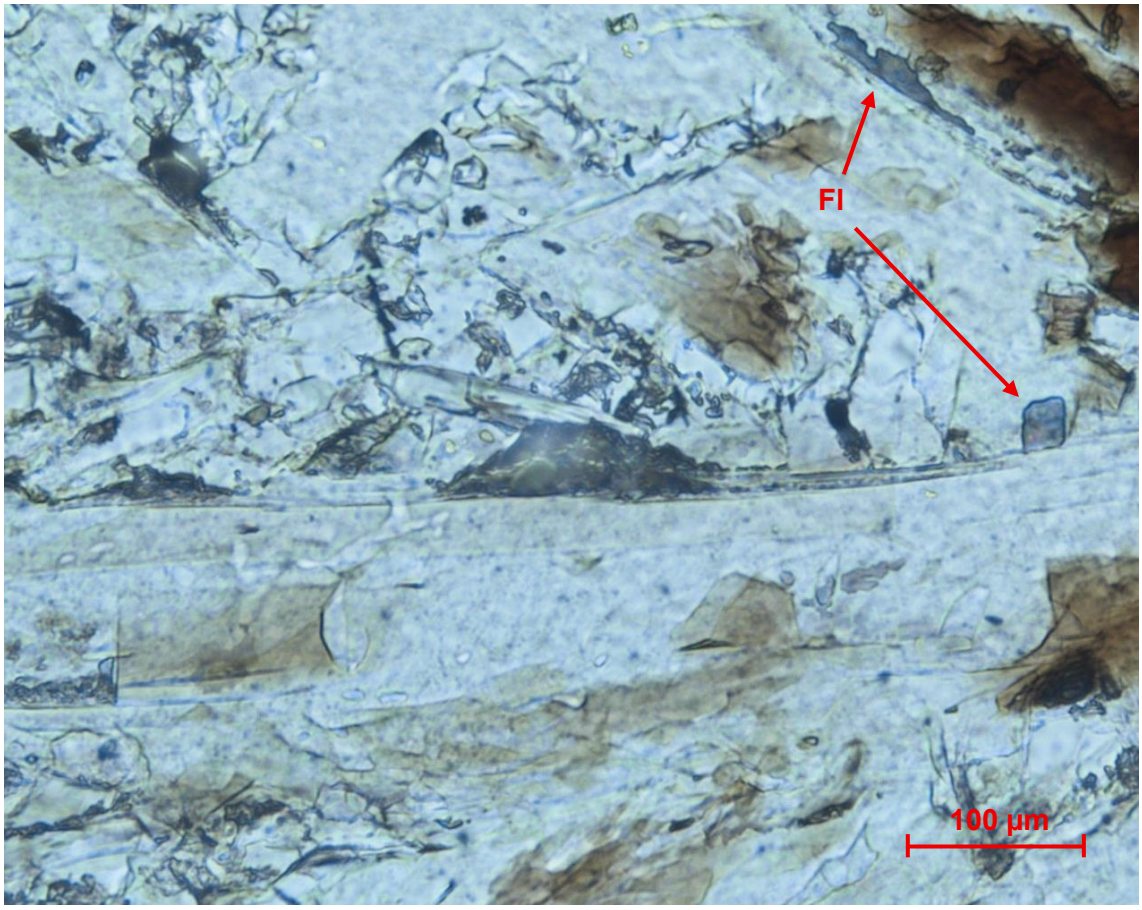


Figura 124 – Microfotografia de dois cristais de fluorite dispersos no quartzo, sendo um deles de hábito anédrico e um outro exibindo o típico hábito cúbico da fluorite. N//.

3.3.5.1.6. Rútilo

O rútilo é um mineral muito raro, ocorrendo em todas as amostras observadas, como inclusão quer no QzIA *(Figura 125)*, como no QzIB *(Figura 126)*, em cristais de hábito acicular translúcidos a ligeiramente acastanhados, e com dimensões que não ultrapassam algumas dezenas de micrómetros.

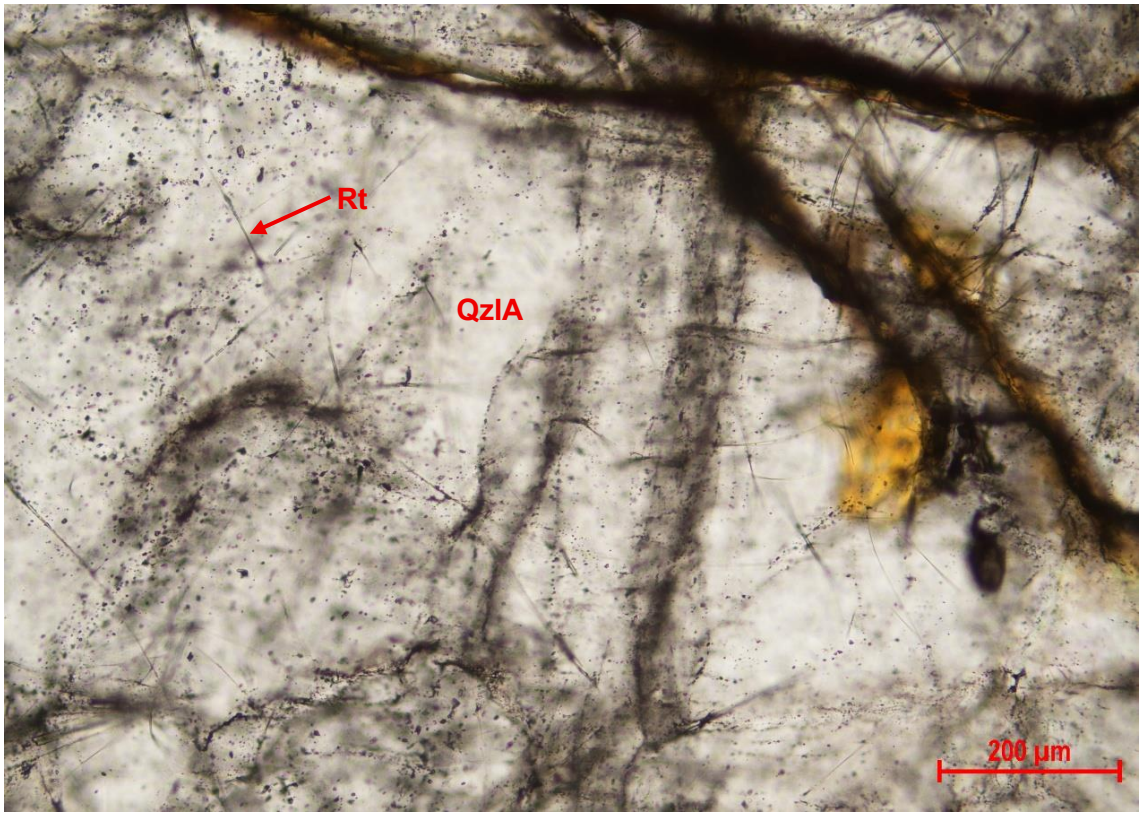


Figura 125 – Microfotografia do QzIA exibindo agulhas de rútilo (Rt) inclusas. N//.

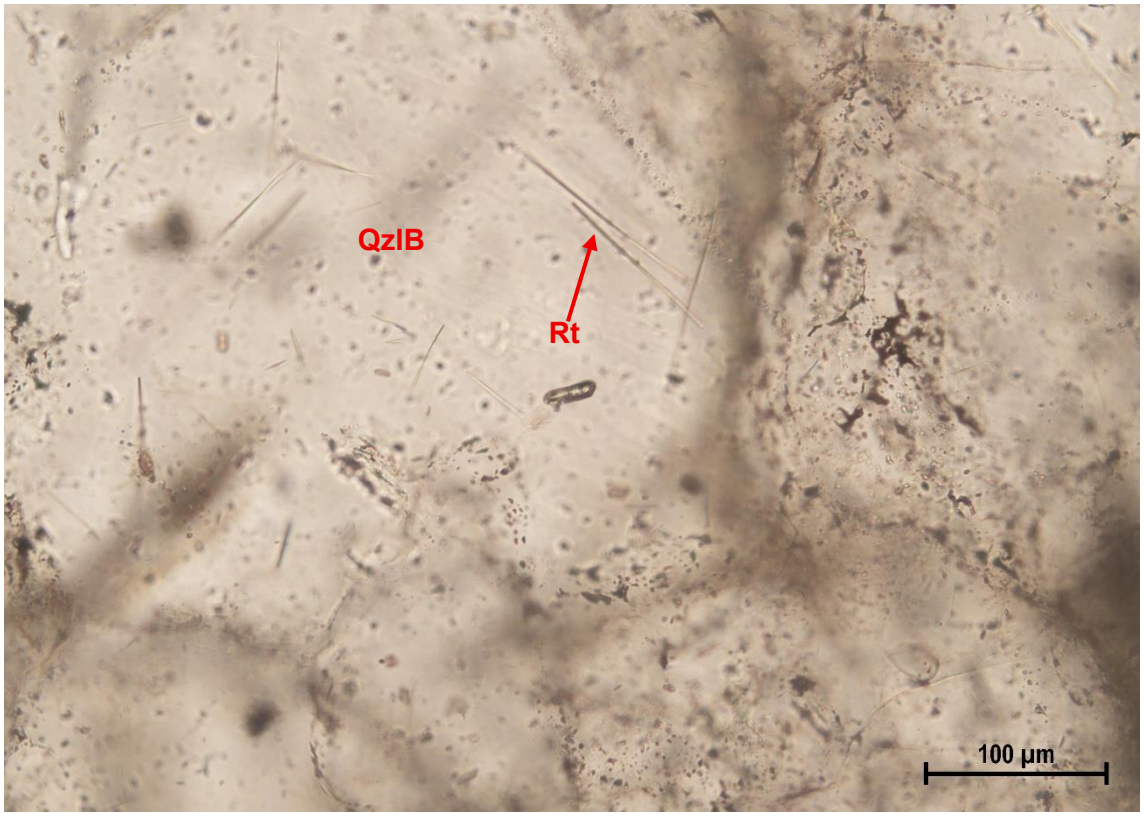


Figura 126 – Microfotografia do QzIB exibindo agulhas de rútilo (Rt) inclusas. N//.

3.3.5.1.7. Columbo-tantalite

A columbo-tantalite ocorre em exsoluções de hábito anédrico e dimensão extremamente reduzida na cassiterite *(Figura 127).* Gomes (1996) descreve a existência de inclusões deste mineral na moscovite da primeira geração.

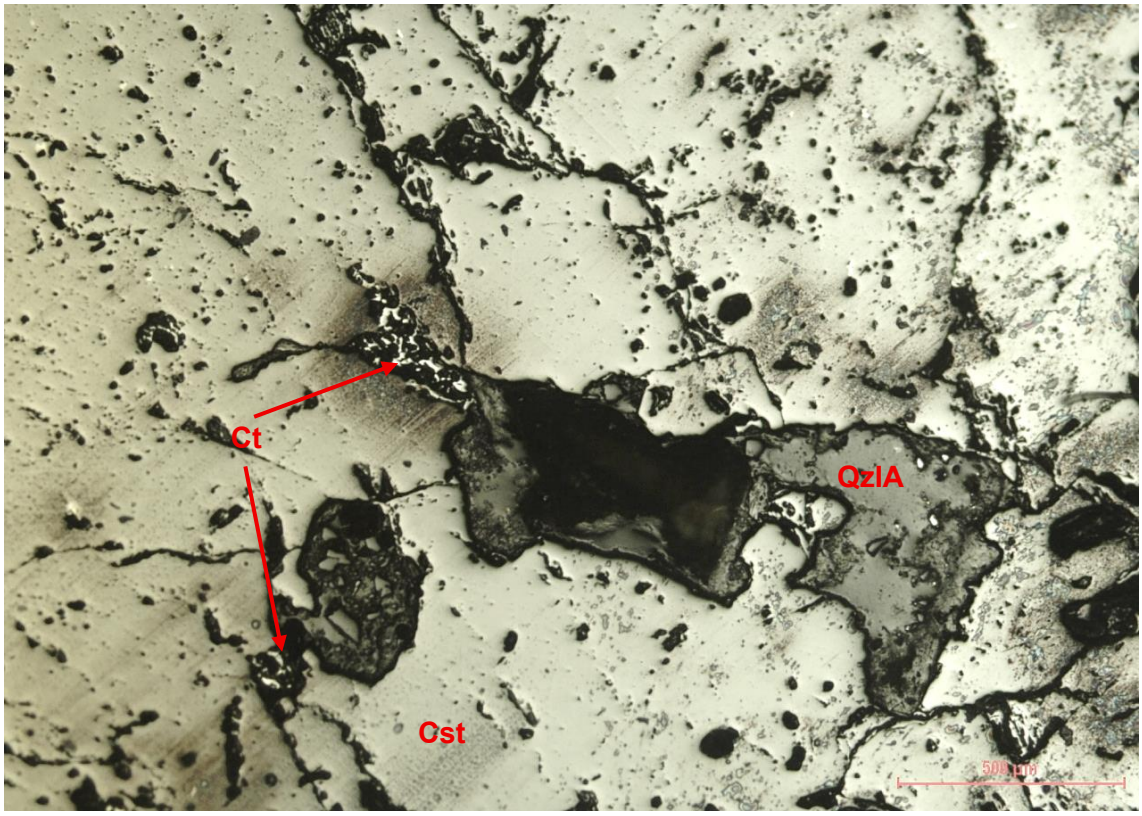


Figura 127 – Microfotografia de raríssimas exsoluções de cristais anédricos de columbo-tantalite (Ct) na cassiterite (Cst). Note-se algumas inclusões de QzIA no seio da cassiterite. LR 200X.

3.3.5.1.8. Volframite

A volframite não foi observada em nenhuma das amostras estudadas. *Gomes (1996)* descreve a sua ocorrência como rara, sobre a forma de pequenos cristais subédricos que bordejam a cassiterite.

3.3.5.2. Segundo Episódio

3.3.5.2.1. Quartzo

Os quartzos IIA (QzIIA) e IIB (QzIIB), são comuns e estão associados respetivamente aos dois episódios de deposição de sulfuretos que podem ser identificados, ocorrendo em fraturas e filonetes nas mineralogias parageneticamente anteriores, sobretudo nos QzIA e QzIB, mas também em filonetes no encaixante, neste caso o granito de Ervedosa *(Figura 128)*. Macroscopicamente, os quartzos não são distinguíveis entre si. No caso do QzIIA, corresponde a um quartzo branco, a por vezes mais límpido, sendo anédrico e de grão que varia entre o fino a grosseiro. Ocorre associado a sulfuretos como a arsenopirite I, pirite, a esfalerite, bismuto, bismutinite, calcopirite e estanite *(Figura 129).* O QzIIB é menos comum que o QzIIA, ocorrendo igualmente em fraturas de outros minerais, e ao qual se associa essencialmente uma segunda geração de arsenopirite *(Figura 130),* descrita mais à frente.

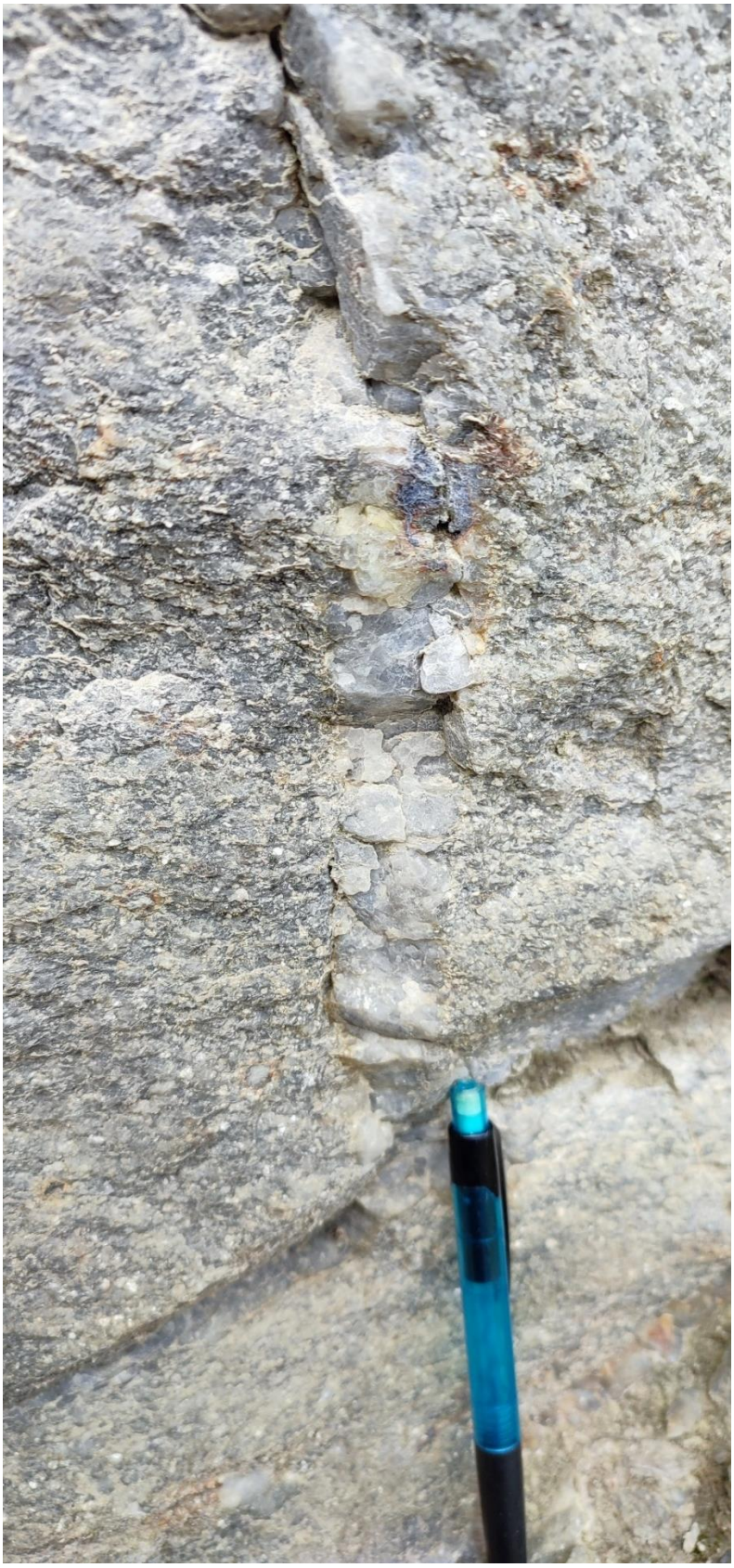


Figura 128 – Exemplo de um filonete de quartzo associado à deposição dos sulfuretos (QzIIA), onde se observa um cristal de um sulfureto já muito alterado.

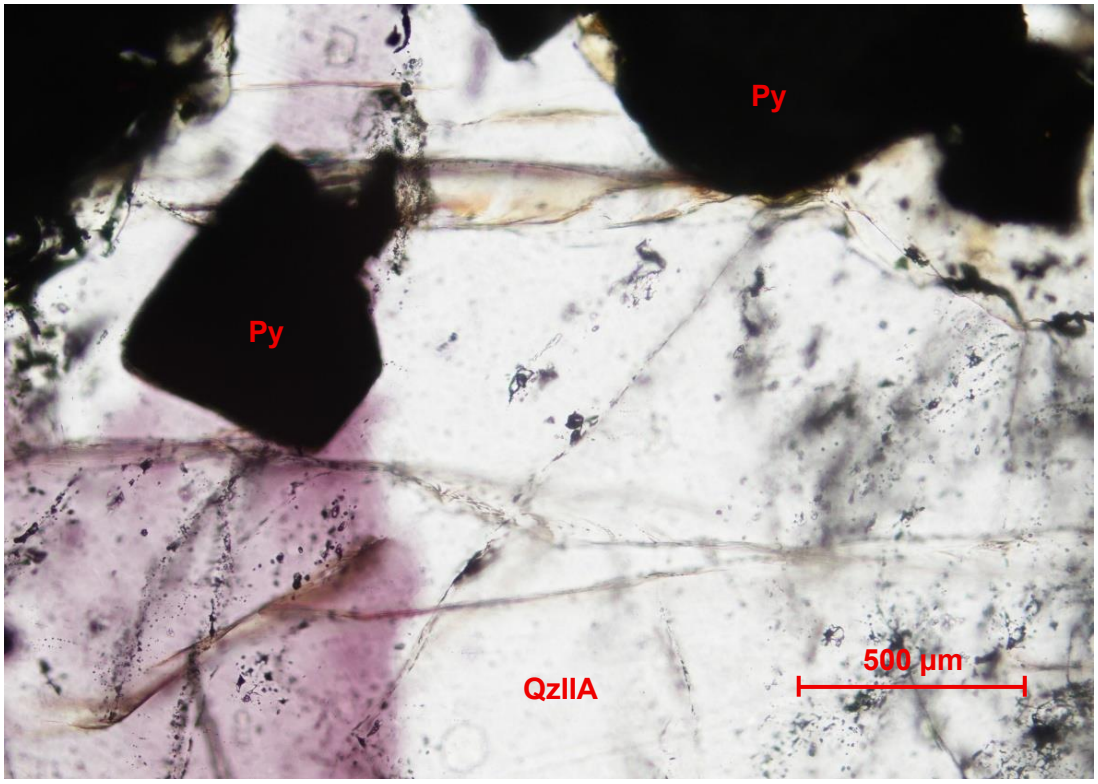


Figura 129 – Microfotografia de um cristal anédrico de QzIIA, de aspeto límpido e pouco fraturado, ao qual se associam alguns cristais subédricos de pirite (Py). N//.

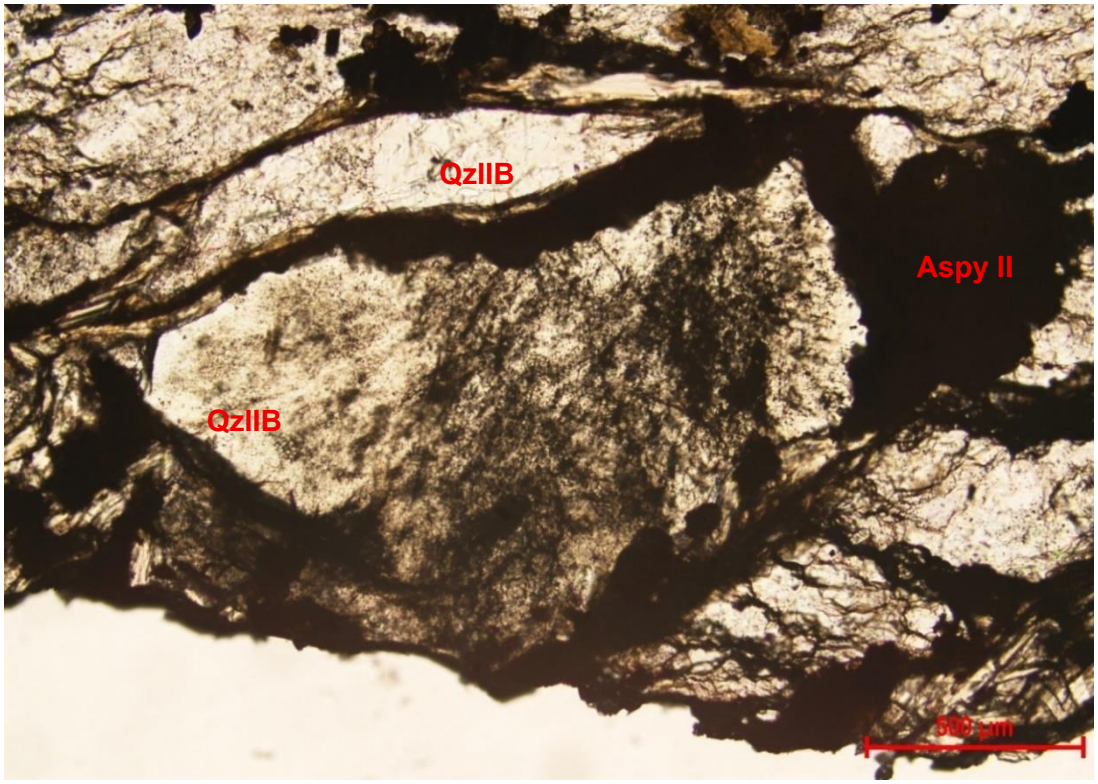


Figura 130 – Microfotografia de vários cristais anédricos de QzIIB, de aspeto límpido a leitoso, e ao qual se associam vários cristais e massas de arsenopirite II (Aspy II). N//.

3.3.5.2.2. Sulfuretos

A arsenopirite I é o sulfureto mais abundante nos veios mineralizados de Ervedosa, ocorrendo em cristais milimétricos a centimétricos bem desenvolvidos, de hábito euédrico a subédrico *(Figura 131)*. Foi, ainda, identificada uma segunda geração de arsenopirite II, indistinguível macroscopicamente da primeira geração, mas que microscopicamente se revela uma geração com bastante menor expressão nos veios. Corresponde a uma arsenopirite de grão fino, em cristais anédricos a subédricos, distinguindo-se da primeira geração por encontrar-se, na maior parte dos casos, parcialmente substituída por outros sulfuretos mais tardios como a pirite, a calcopirite e estanite *(Figura 132)* e pela presença de inclusões de minerais como o bismuto, a bismutinite e a matildite (*Figuras 133* e *134*).



Figura 131 – Fotografia de um cristal centimétrico euédrico de arsenopirite, neste caso num encosto de filão com o granito de Ervedosa.

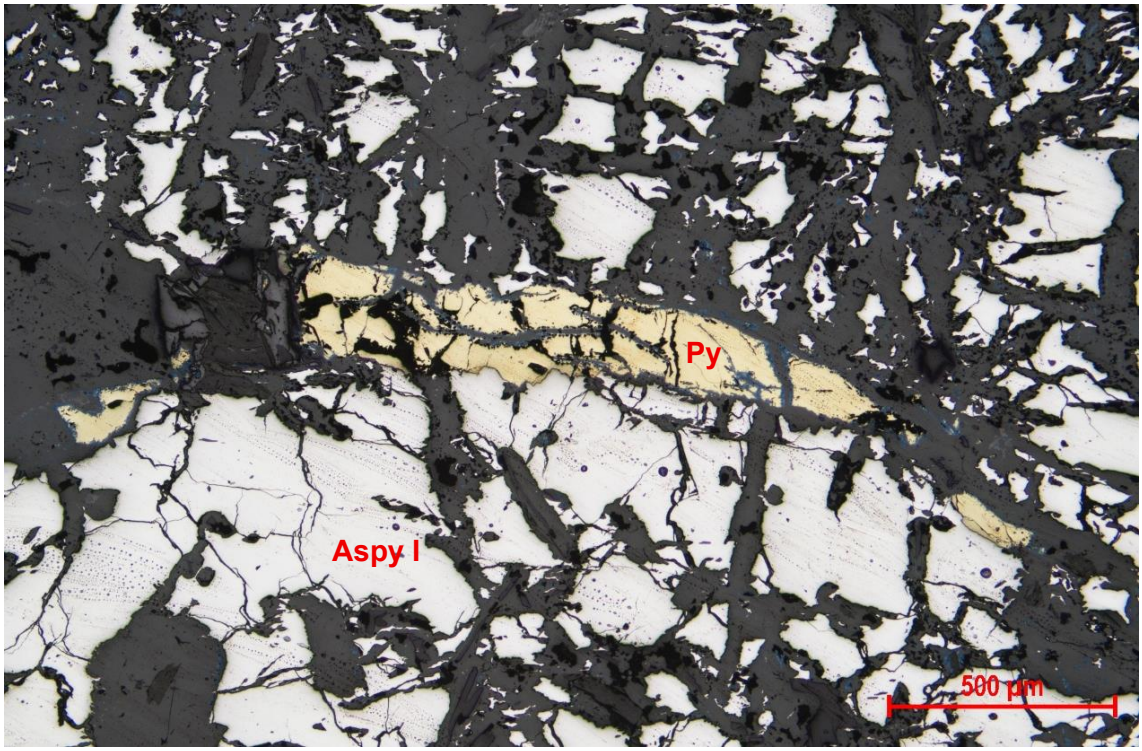


Figura 132 – Microfotografia de um cristal de arsenopirite II (Aspy II) muito fraturado, com pirite (Py) em fraturas e a substituir parcialmente a arsenopirite. LR.

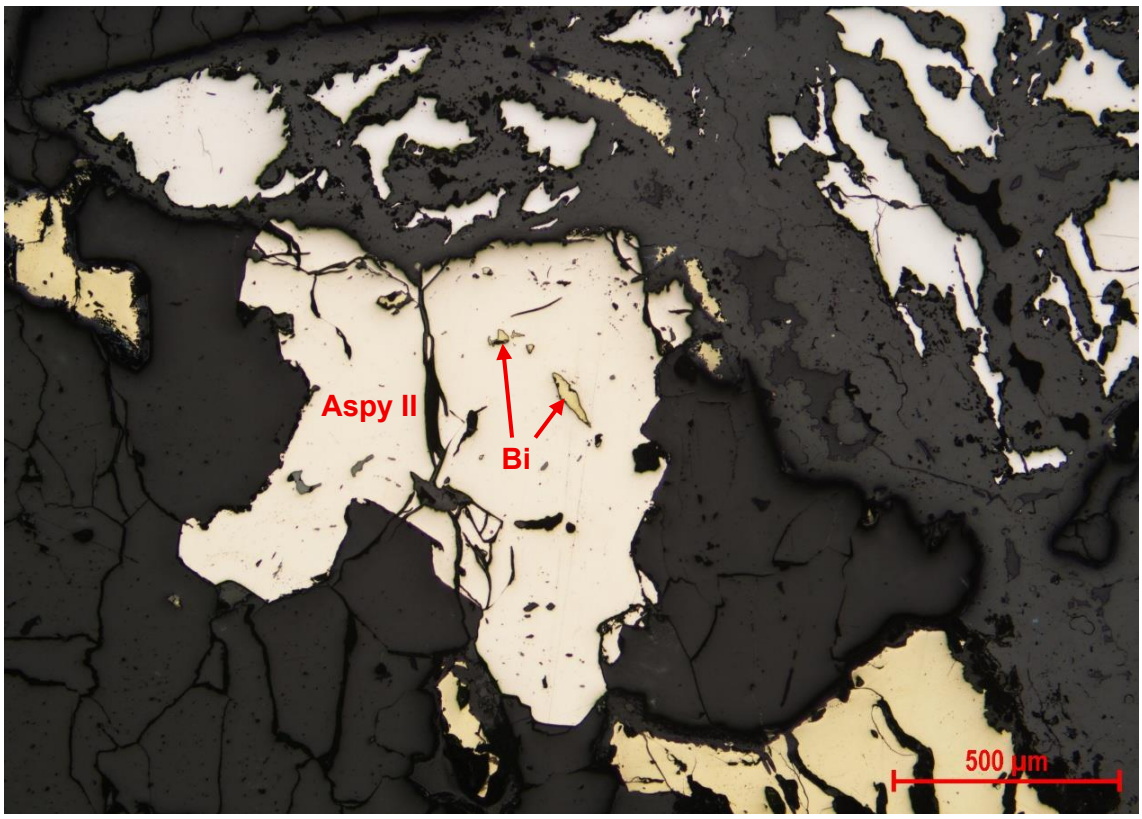


Figura 133 – Microfotografia de um cristal de arsenopirite II (Aspy II) contendo inclusões de bismuto (Bi). LR.

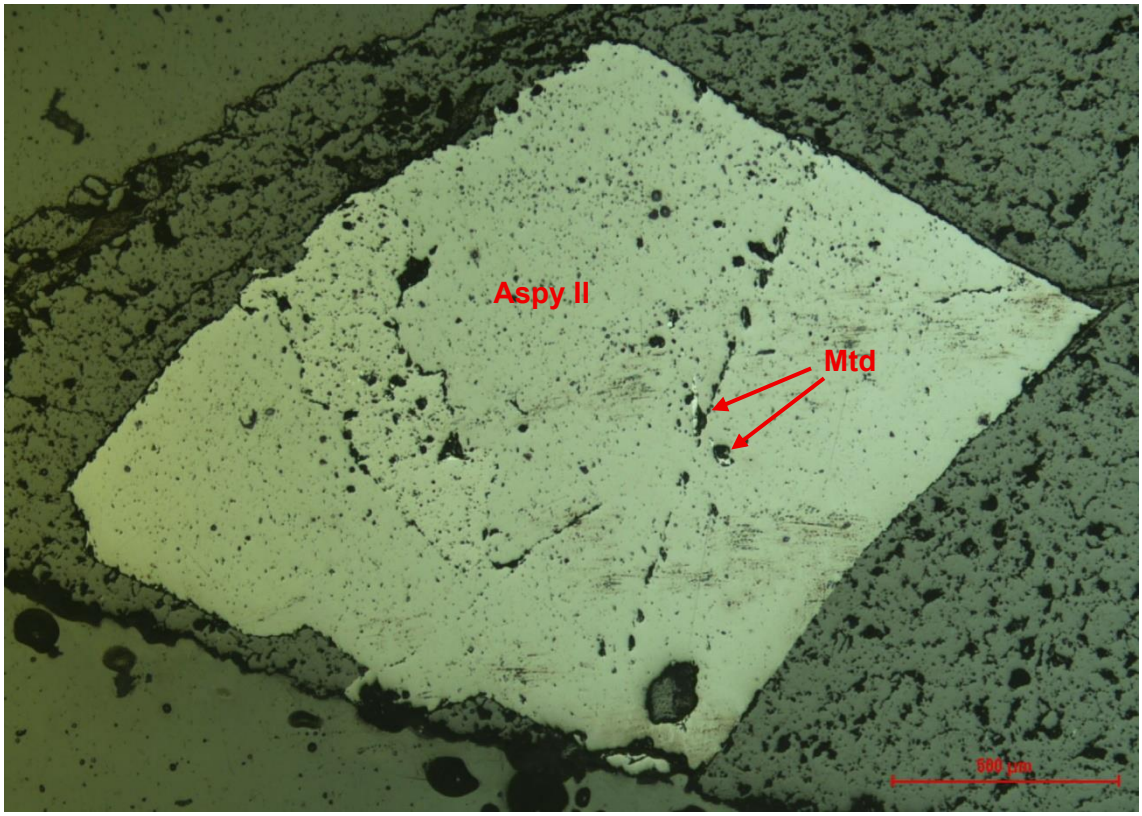


Figura 134 – Microfotografia de um cristal euédrico de arsenopirite (Aspy II) com diminutas inclusões de matildite (Mtd) de hábito anédrico. LR.

A pirite é muito comum, apresentando cristais frequentemente de hábito euédrico a subédrico, mais raramente anédrico, com dimensões que vão desde o macroscópico ao apenas a alguns micrómetros. É sobretudo encontrada em associação com a arsenopirite e outros sulfuretos, os quais rodeia frequentemente *(Figura 135)*, penetra e substitui parcialmente (ver *Figura 132*). Menos frequentemente, pode ocorrer dispersa no quartzo *(Figura 136)*.

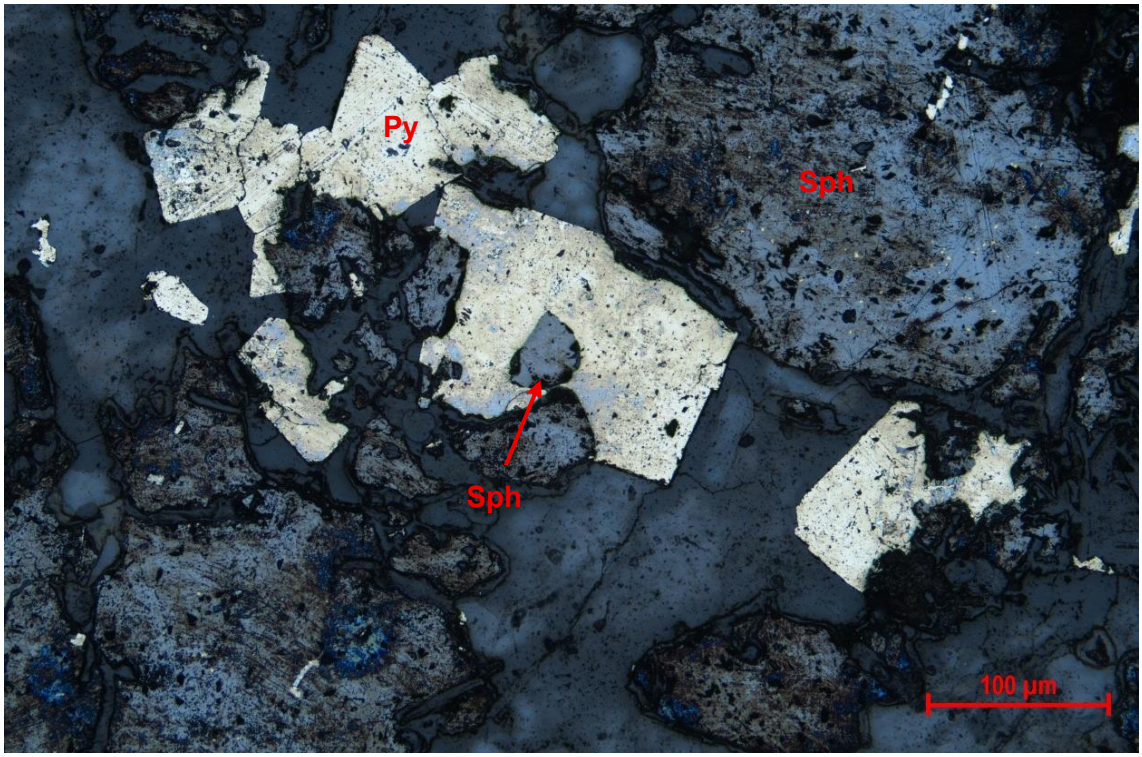


Figura 135 – Microfotografia de vários cristais subédricos de pirite (Py), a rodear e a penetrar a esfalerite (Sph). LR.

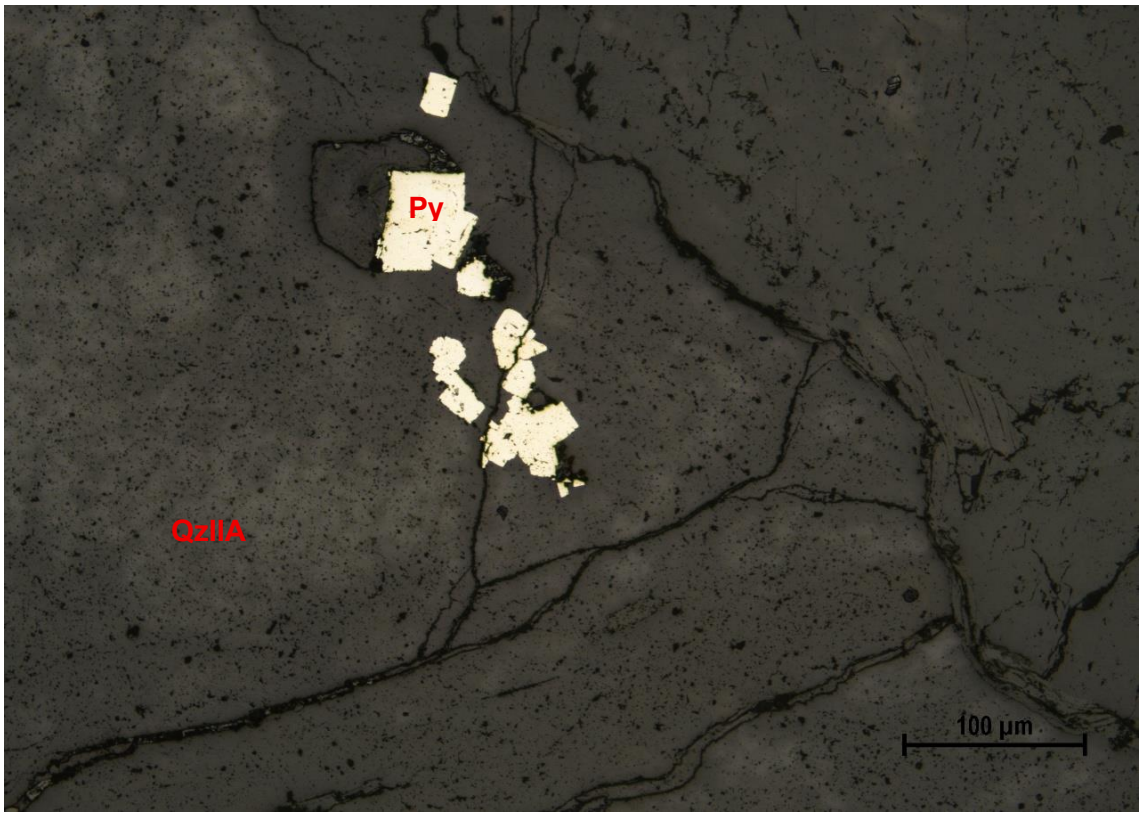


Figura 136 – Microfotografia de um grupo de cristais euédricos a subédricos de pirite (Py) a ocorrer no seio do quartzo IIA (QzIIA). LR.

A pirrotite é um mineral raro, surgindo em cristais anédricos parcialmente substituídos e inclusos na arsenopirite e na pirite *(Figura 137)*.

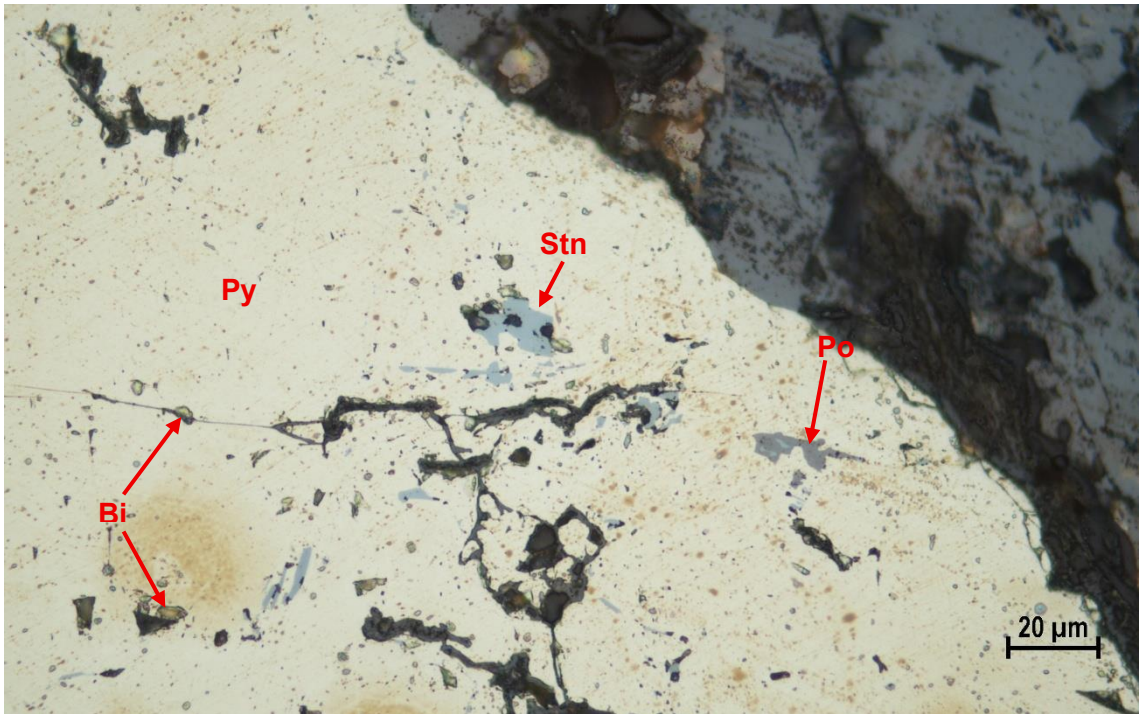


Figura 137 – Microfotografia de um cristal de pirite (Py), com inclusões de pirrotite (Po) de cor cinzenta acastanhada e inclusões de cristais anédricos de estanite (Stn) de tom cinzento-esverdeado típico e bismuto (Bi). LR.

O bismuto e a bismutinite são minerais relativamente raros em Ervedosa, ocorrendo apenas como inclusão na arsenopirite e na pirite (*Figura 138*), sendo reconhecíveis apenas microscopicamente, em cristais subédricos a anédricos de dimensão muito reduzida. A bismutinite ocorre a substituir o bismuto, ocorrendo sobretudo nos seus bordos *(Figura 138)*.

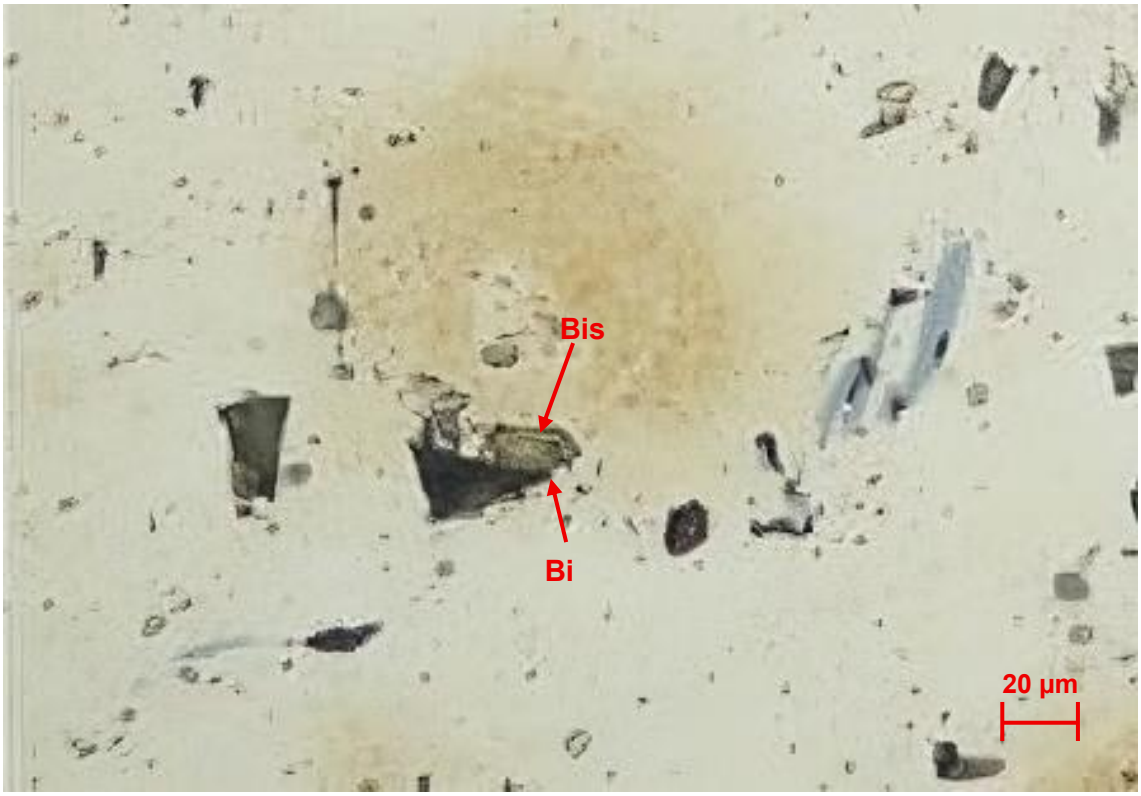


Figura 138 – Microfotografia de uma diminuta inclusão de bismuto (Bi) a ser alterado nos bordos do cristal para bismutinite (Bis). LR.

A esfalerite ocorre em fraturas na pirite e arsenopirite *(Figura 139)*, assim como em associação com o quartzo em pequenos filonetes. Foram observados alguns cristais pseudomorficos de esfalerite, sobretudo quando esta se encontra a substituir a pirite *(Figura 140)*. Ocorre sobretudo em cristais anédricos, isolados ou pequenos agregados e apenas identificáveis microscopicamente.

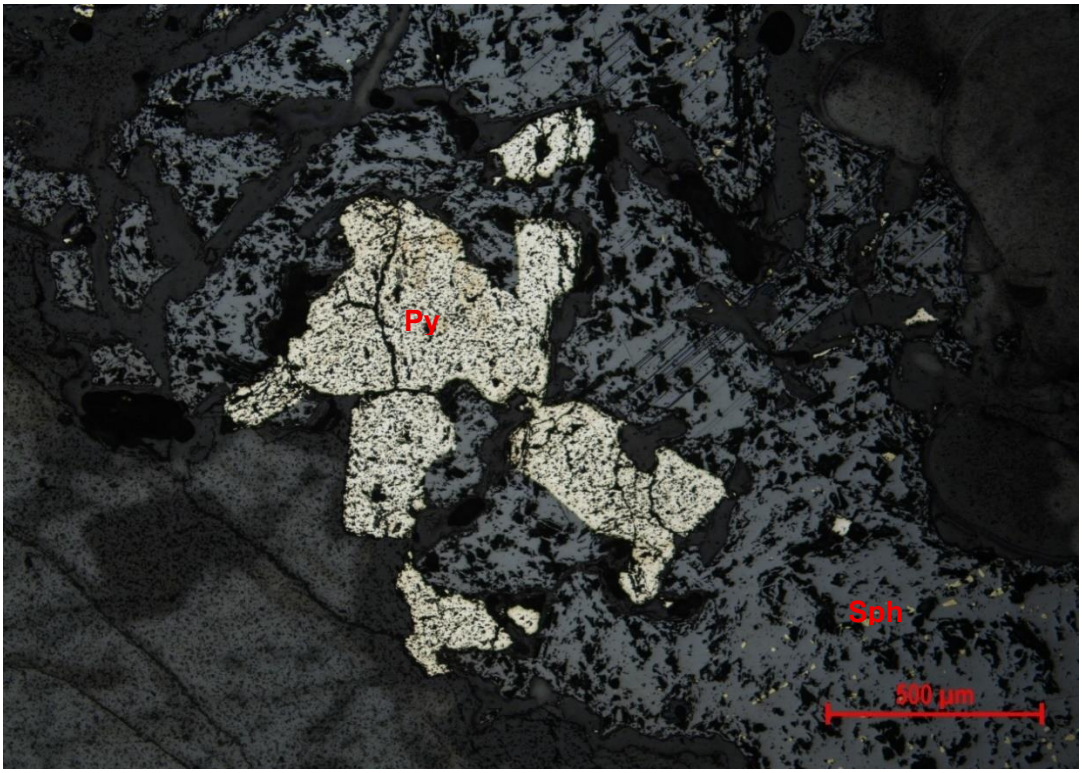


Figura 139 – Microfotografia de cristais subédricos de pirite (Py), muito fraturado e a ser penetrado e rodeado pela esfalerite (Sph). LR.

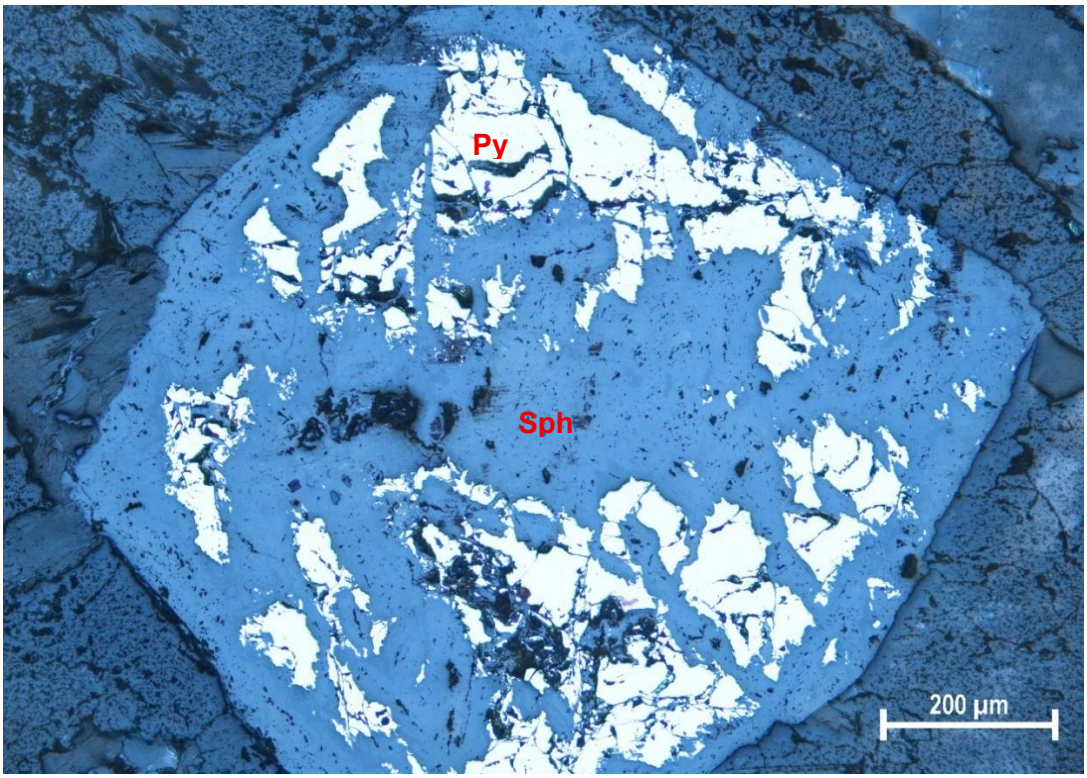


Figura 140 – Microfotografia de um cristal euédrico de pirite (Py) parcialmente substituído por esfalerite (Sph). Note-se a textura pseudomórfica da esfalerite. LR.

A característica marcante da esfalerite dos veios de Ervedosa é a textura de *"chalcopyrite disease"*, onde se observam *blebs* (bolhas) de calcopirite, que se dispõem num arranjo paralelo entre si, desenhando como que linhas preenchidas no seio da esfalerite *(Figura 141)*. Esta textura peculiar foi pela primeira vez descrita por *Barton & Bethke (1987)* atribuindo a esta textura como resultante de mecanismos de substituição. De acordo com a bibliografia mais atual, este processo não é resultado de processo de exsolução, dado o baixo grau de solução sólida entre esfalerite e a calcopirite *(Govindarao et al., 2018)*, tendo vindo a ser propostas explicações tais como:

(1) difusão controlada onde o Fe presente na esfalerite é substituído por Cu, formando inclusões de calcopirite *(Bente & Doering, 1993; Nagase & Kojima, 1997)*;

(2) co-precipitação simultânea de esfalerite e calcopirite durante a cristalização/ recristalização hidrotermal, que em condições de temperatura de ≈ 300-350°C, leva a que esfalerites pobres em Fe incorporem *blebs* (bolhas) desta calcopirite com a qual co precipitou *(Kojima et al., 1995; Nagase & Kojima, 1997)*;

(3) fusão parcial de sulfuretos na qual certos sulfuretos como pirite, calcopirite e esfalerite iniciam a fusão em condições de altas temperaturas (≥ 500°C) e pressões moderadas, sem que todo o sistema atinja o ponto de fusão completo. Durante este processo o Cu é mobilizado para uma fase líquida rica em Cu, enquanto a esfalerite se mantém parcialmente sólida. Esta fase líquida cuprífera é pobre em S, favorecendo a precipitação de calcopirite ao longo de bordos ou como inclusões *(blebs)* na esfalerite *(Govindarao et al., 2018)*.

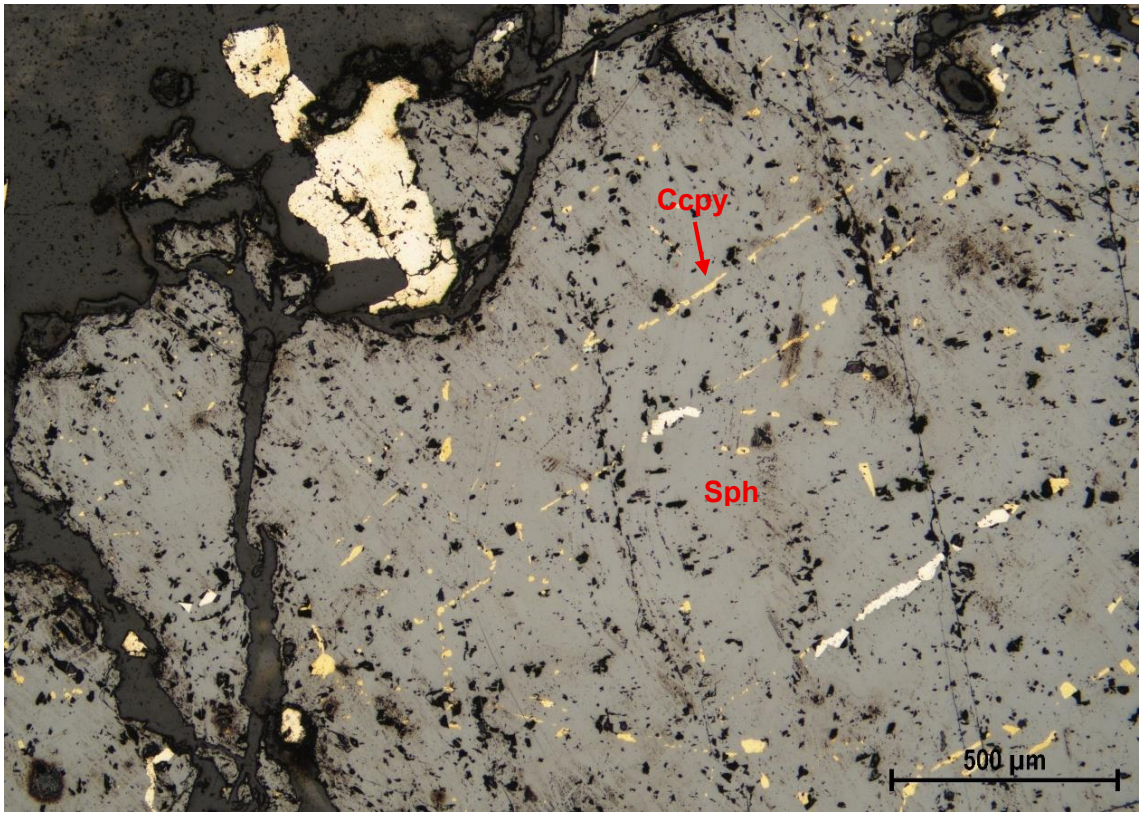


Figura 141 – Microfotografia de um cristal anédrico de esfalerite (Sph) com múltiplas inclusões de calcopirite (Ccpy), uma textura designada de *"chalcopyrite disease"*. LR.

A calcopirite é rara, e tal como anteriormente referido, ocorre essencialmente como *blebs* (bolhas) na esfalerite, sendo estas bolhas de hábito anédrico e dimensão microscópica (ver *Figura 141*). Ocorre, de modo mais raro, ainda associada com o quartzo em filonetes finos que intersetam diferentes mineralogias, como por exemplo o quartzo IA *(Figura 142)*.

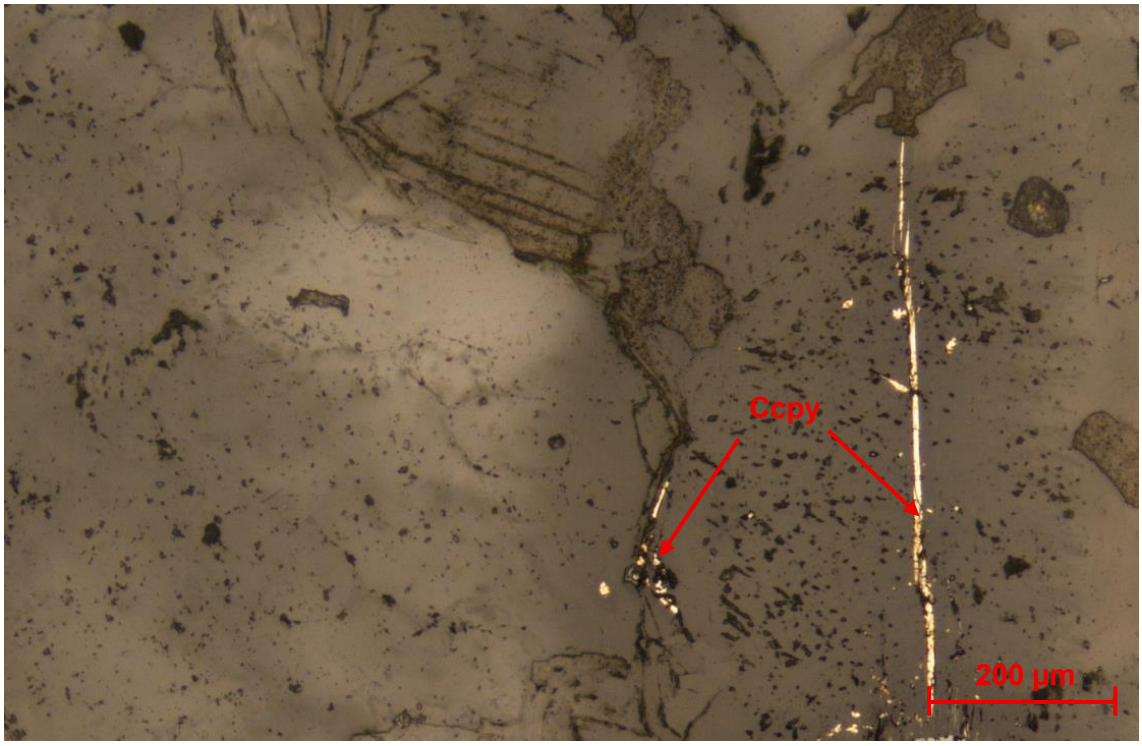


Figura 142 – Microfotografia de um filonetes de calcopirite (Ccpy) a intersetar o quartzo. LR.

A estanite é rara, corresponde ao último dos sulfuretos de Sn a cristalizar, e o único identificado nos veios mineralizados de Ervedosa, ocorrendo como cristais anédricos associados ao quartzo em fraturas na pirite e na arsenopirite, e que em parte substitui (ver *Figura 137*).

3.3.5.3. Episódio tardio

Os óxidos de Fe tardios são muito comuns nos veios de Ervedosa, surgindo amplamente em fraturas nas diferentes mineralogias dos veios, e que confere a muitas das amostras uma tonalidade alaranjada quando observadas em luz transmitida *(Figura 143)*. Ocorre sobretudo a hematite de hábito anédrico, surgindo quer em agregados de cristais quer em cristais isolados *(Figura 144)*. Para além da hematite, foi igualmente identificada a limonite, que em amostras de mão, onde se observam agregados milimétricos a centimétricos de cor amarelo ocre e de aspeto terroso *(Figura 145)*, os quais se encontram frequentemente associados à hematite. Estas amostras, quando analisadas petrograficamente, mostram que, a limonite se encontra sempre associada a cristais de sulfuretos como a pirite e a arsenopirite, preenchendo fraturas ou substituindo parcial a totalmente os cristais, formando massas de aspeto terroso, de cor castanho esbatido a

castanho acinzentado *(Figura 145)*. A limonite terá resultado da alteração supergénica destes sulfuretos, já que ambos incluem Fe na sua estrutura.

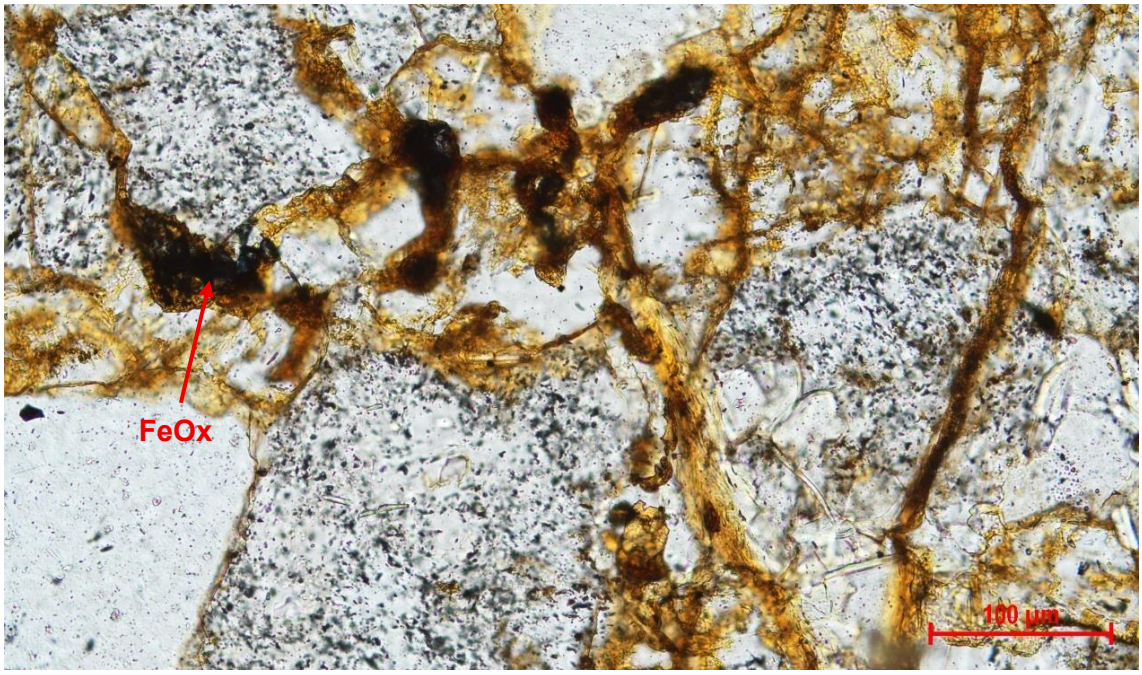


Figura 143 – Microfotografia do aspeto da distribuição dos óxidos de Fe (FeOx) tardios nas diferentes mineralogias dos veios de Ervedosa. N//.

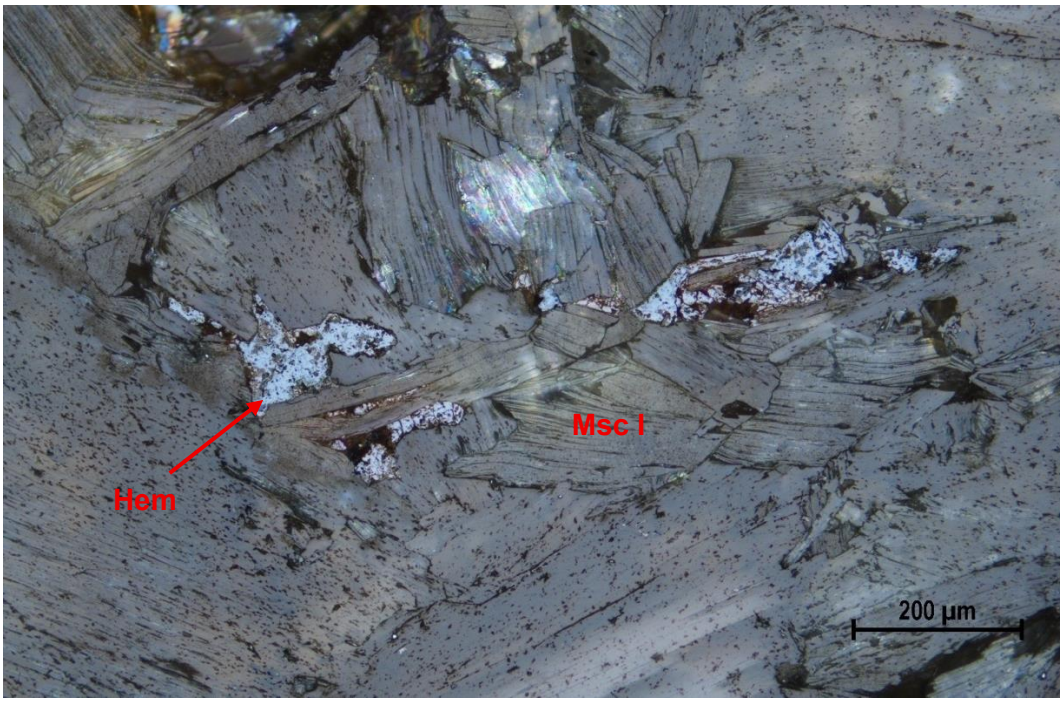


Figura 144 – Microfotografia de um agregado de cristais anédricos de hematite (Hem) a penetrar diversas palhetas de moscovite I (Msc I). LR.

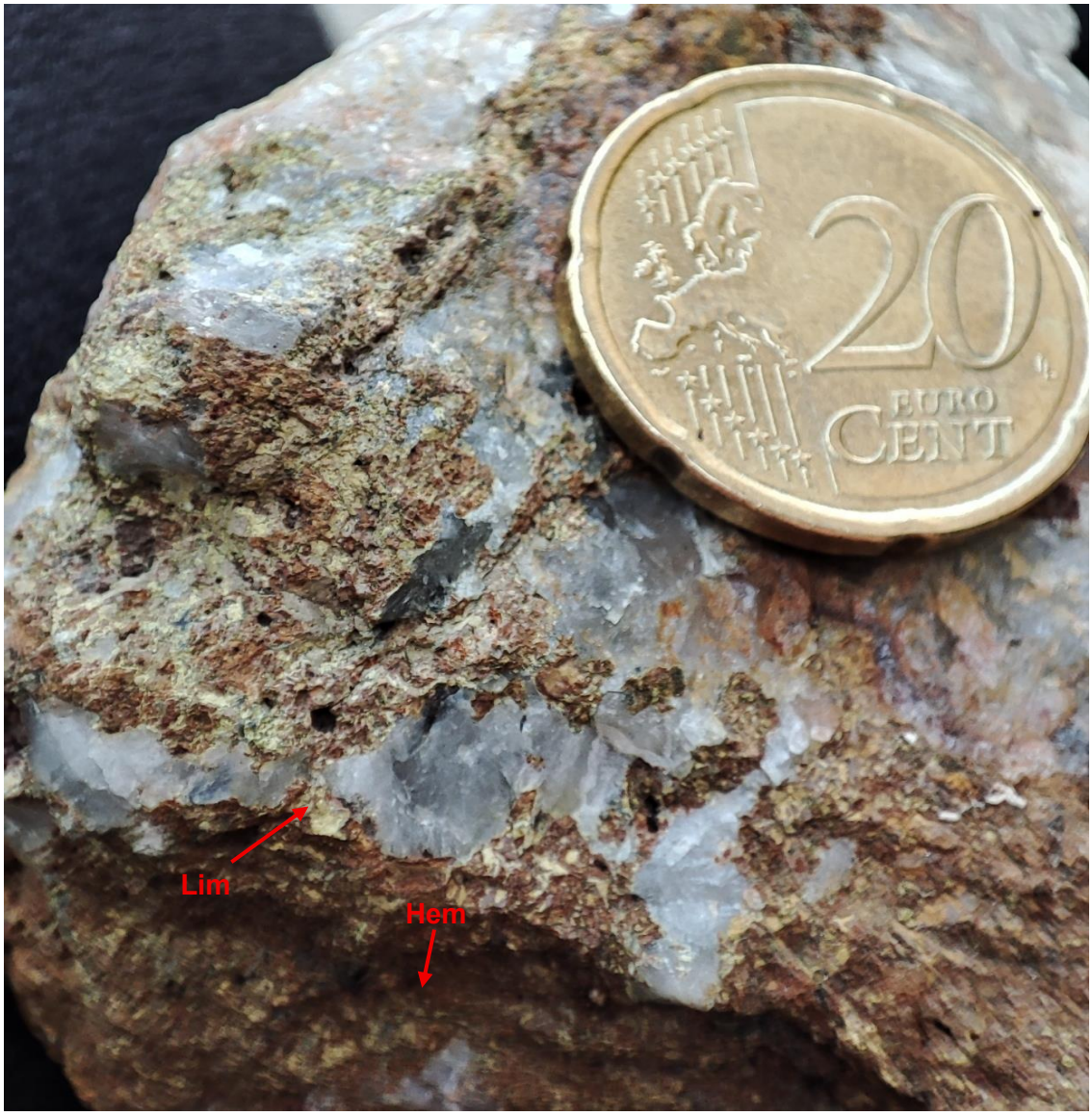


Figura 145 – Amostra dos veios mineralizados de Ervedosa exibindo agregados de textura terrosa de limonite (Lim) de cor amarelo ocre, associada a hematite (Hem) de cor vermelho ocre.

A escorodite é muito comum em Ervedosa, correspondendo a um arsenato hidratado de Fe ($FeAsO_4 \cdot 2H_2O$), resultante da alteração da arsenopirite. Macroscopicamente, ocorre a substituir parcialmente cristais de arsenopirite ou a preencher *boxworks* quando o sulfureto já foi completamente alterado, em agregados terrosos de cor verde *(Figura 146)*.

Em termos microscópicos, a escorodite surge associada aos cristais alterados da arsenopirite I, frequentemente em fraturas e cavidades, apresentando cores como amarelo, caramelo e esverdeado, ocorrendo em cristais euédricos a subédricos de

alguns micrómetros (*Figura 147*), mas também em cristais anédricos e massas. É possível de observar na maior parte das amostras de arsenopirite que se encontra bastante fraturada e parcialmente alterada para escorodite conferindo a muitas das amostras uma tonalidade/tingimento de tom verde comum em toda a área de Ervedosa, não só nos veios mineralizados como no próprio granito de Ervedosa. Na microfotografia das *Figuras 148* e *149*, observa-se múltiplas fraturas na arsenopirite I a ser alterada em múltiplas frontes, apesar da alteração se estender ao núcleo dos cristais tal como revelaram as análises de SEM-EDS *(Figuras 150 e 151).*

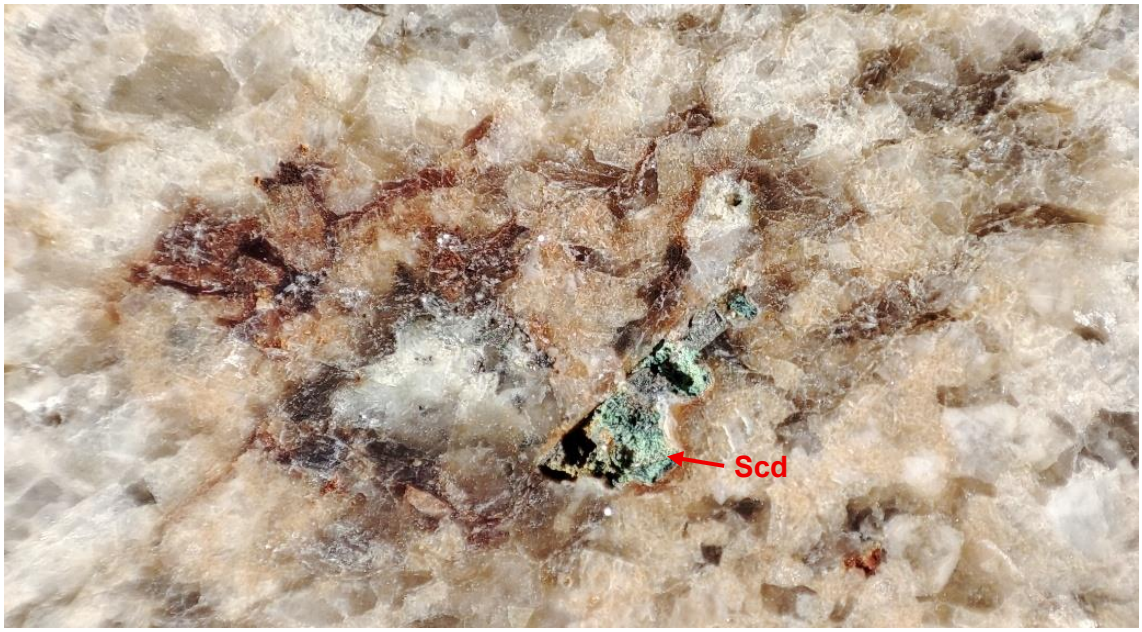


Figura 146 – Fotografia de detalhe de um *boxwork* de um cristal de arsenopirite incluso no granito de Ervedosa, totalmente alterada para escorodite (Scd) de cor verde.

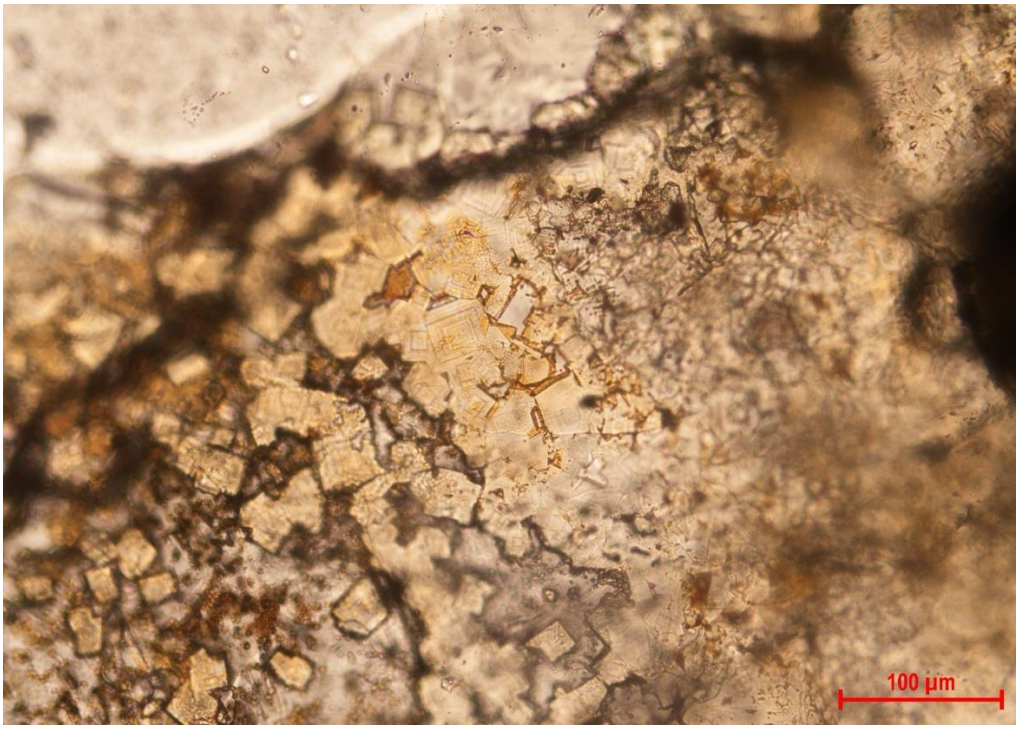


Figura 147 – Microfotografia de um grupo de inúmeros cristais de escorodite euédricos e zonados em tons de amarelo. N//.

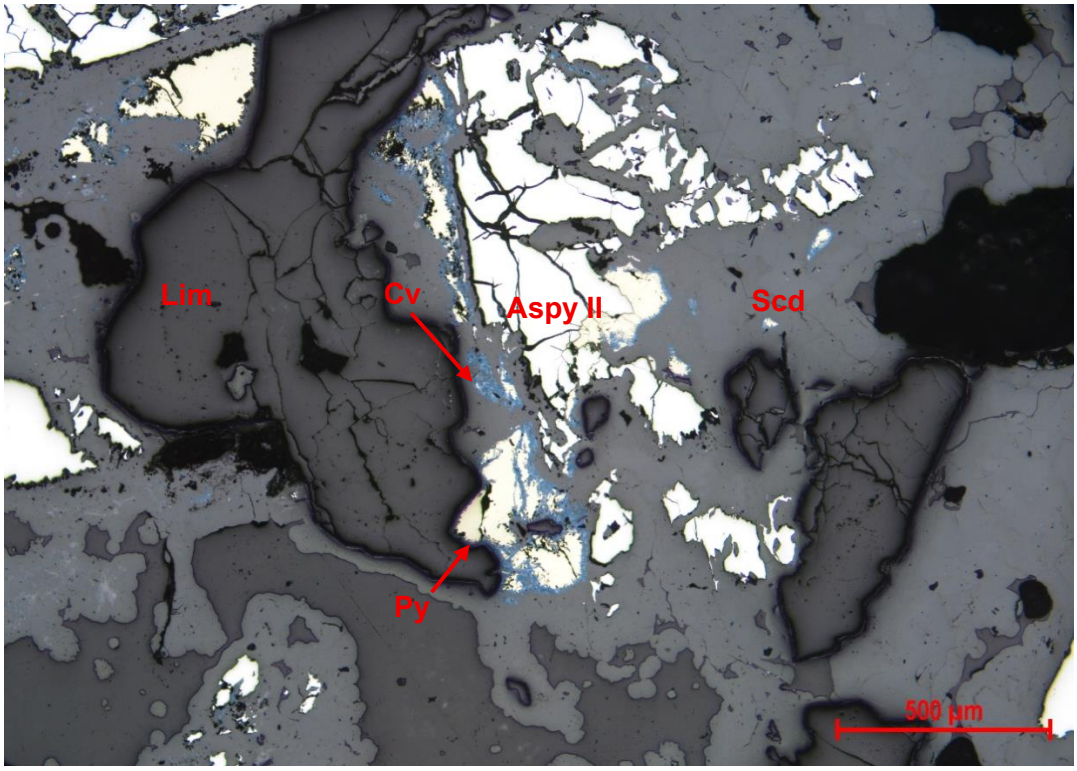


Figura 148 – Microfotografia de uma associação de arsenopirite II (Aspy II) e pirite (Py) muito fraturadas, parcialmente alteradas para covelite (Cv), escorodite (Scd) e limonite (Lim). LR.

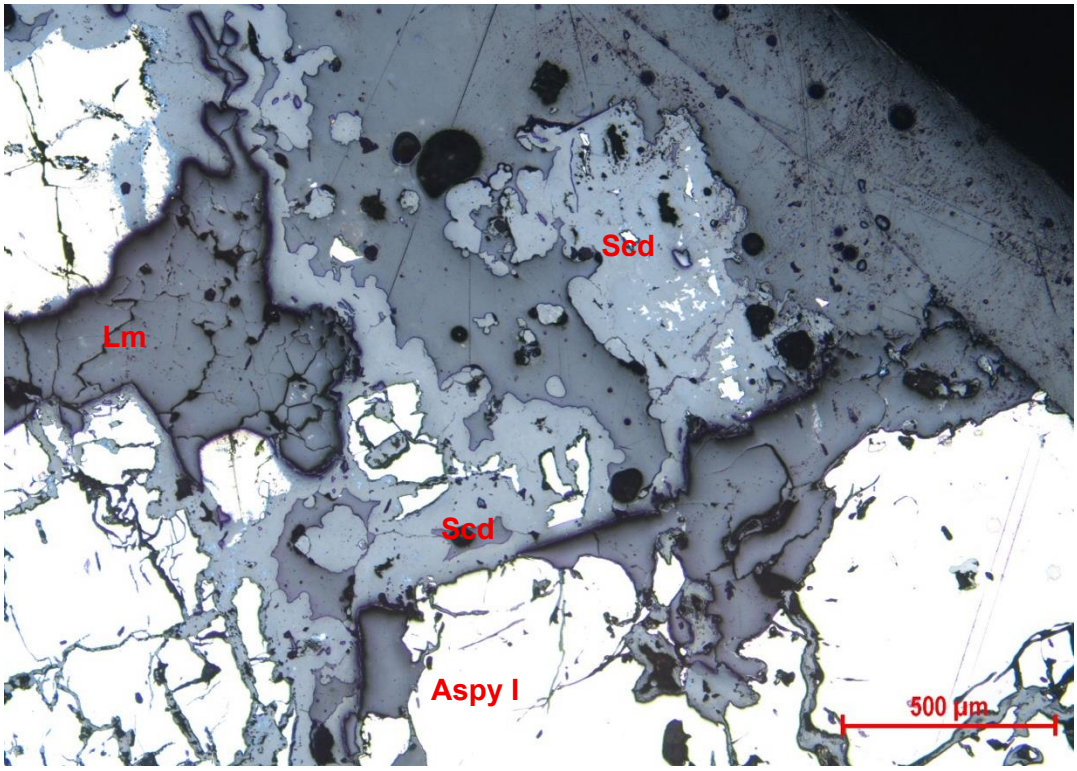


Figura 149 – Microfotografia de um cristal de arsenopirite I (Aspy I) muito fraturado e parcialmente alterado para escorodite (Scd) Algumas fraturas exibem cristais anédricos de limonite (Lm). LR.

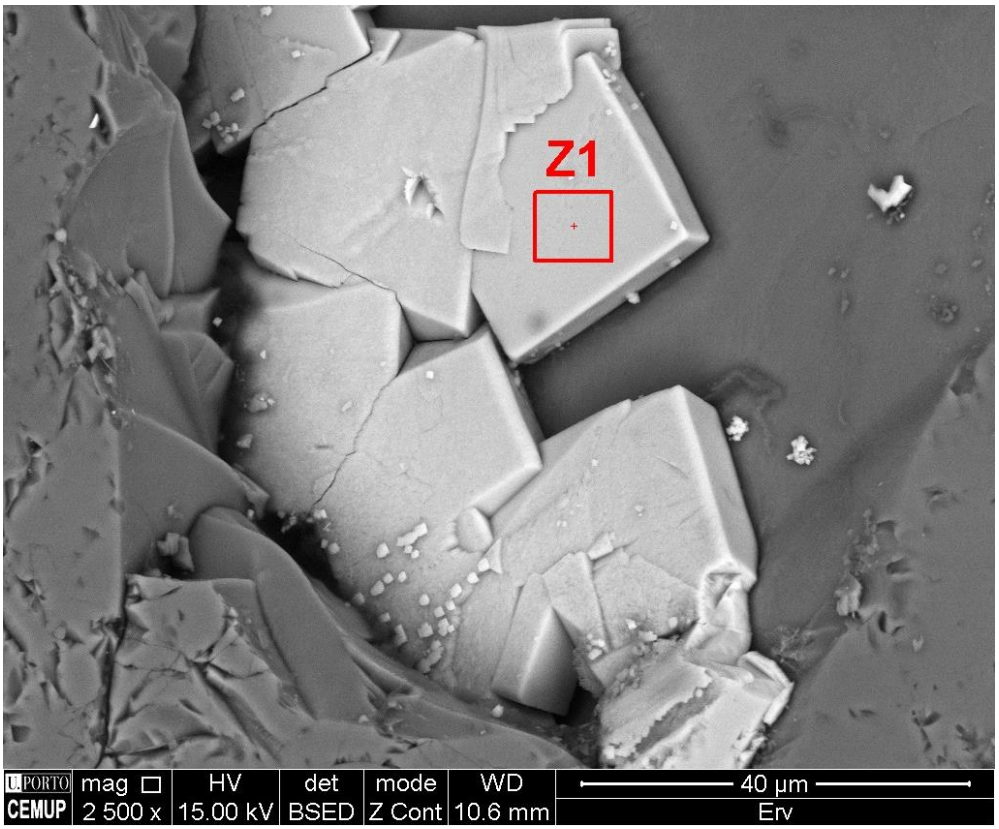


Figura 150 – Imagem de eletrões retro difundidos obtida em cristais euédricos e xenomórficos de escorodite (Z1).

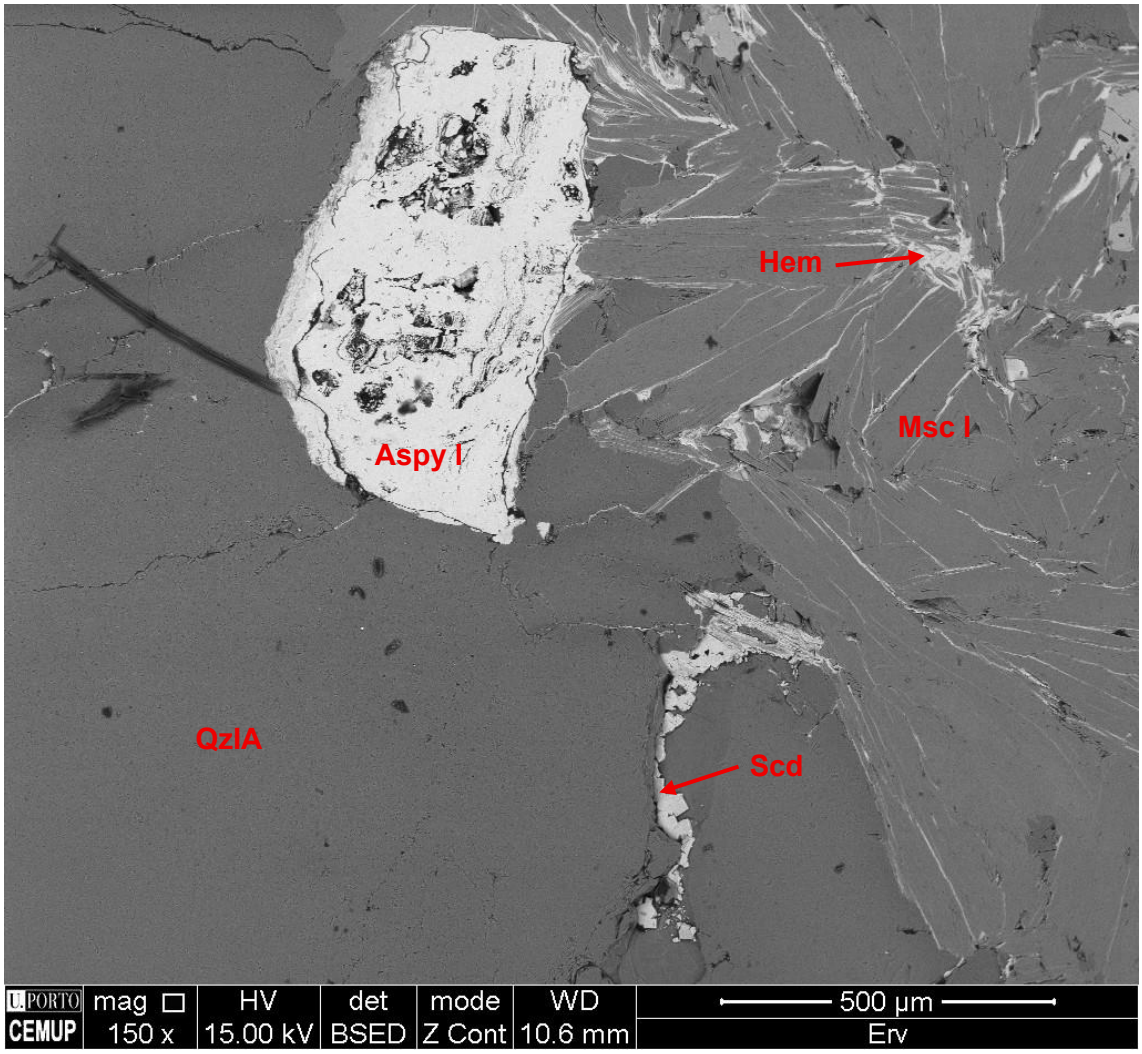


Figura 151 – Imagem de eletrões retro difundidos (BSE) um cristal de arsenopirite I (Aspy I) associado a moscovite I (Msc I) e QzIA, muito fraturado e parcialmente alterado, especialmente no núcleo. Observa-se ainda um agregado de cristais euédricos a subédricos de escorodite (Scd), resultante da alteração supergénica da arsenopirite. A moscovite exibe hematite (Hem) em fraturas e ao longo dos planos de clivagem.

Os fosfatos de U são muito raros, ocorrendo de igual modo que os óxidos de Fe, em fraturas nas diferentes mineralogias dos veios, mas foram observados sobretudo em fraturas na moscovite, onde foi identificada a torbernite, associada à apatite, tal como observável na imagem de BSE da *Figura 152*. Associados a este fosfato de U e apatite, foram ainda identificados zircão (*Figura 153*) e monazite rica em Th *(Figura 154)*, pelo que é possível que a torbernite possa ter resultado da alteração supergénica destes minerais, os quais são notavelmente reconhecidos por reterem elementos como U e Th.

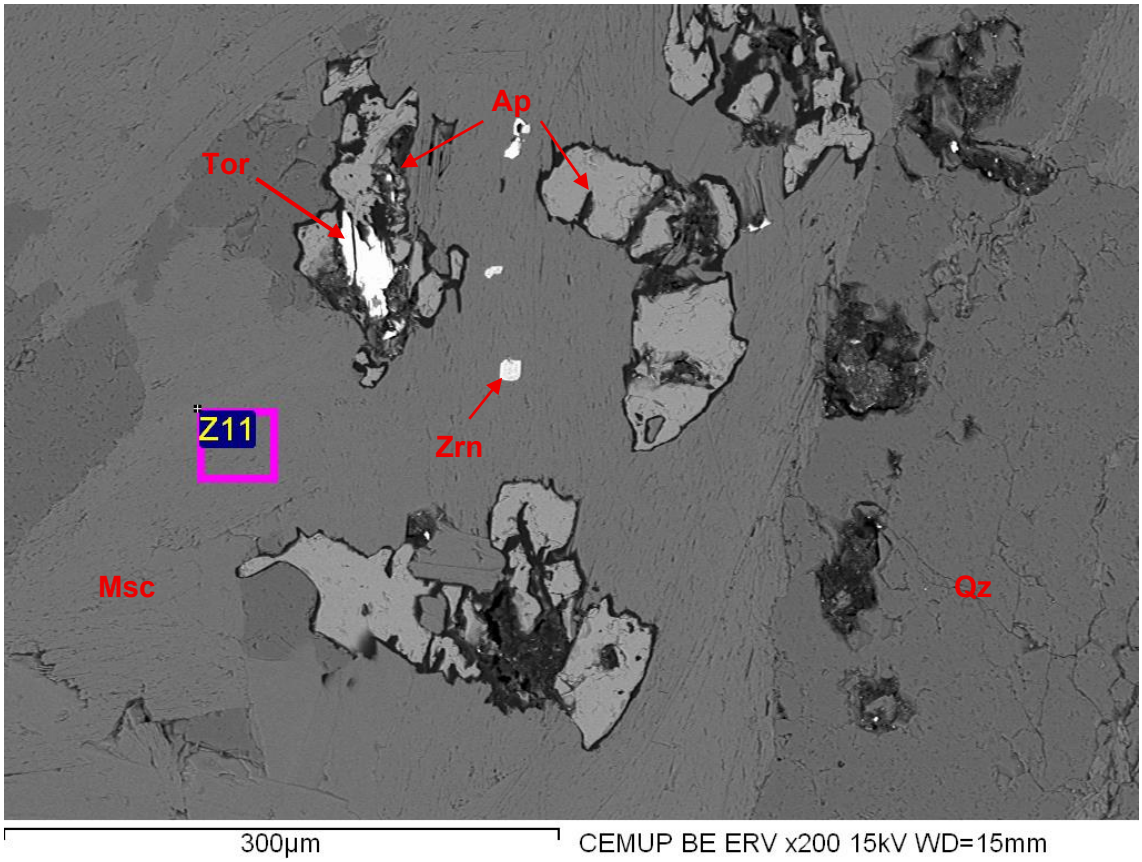


Figura 152 – Imagem de BSE de vários cristais de apatite (Ap) inclusos na moscovite (Z11/Msc) da primeira geração, aos quais de encontra associada a torbenite (Tor) e zircão (Zrn).

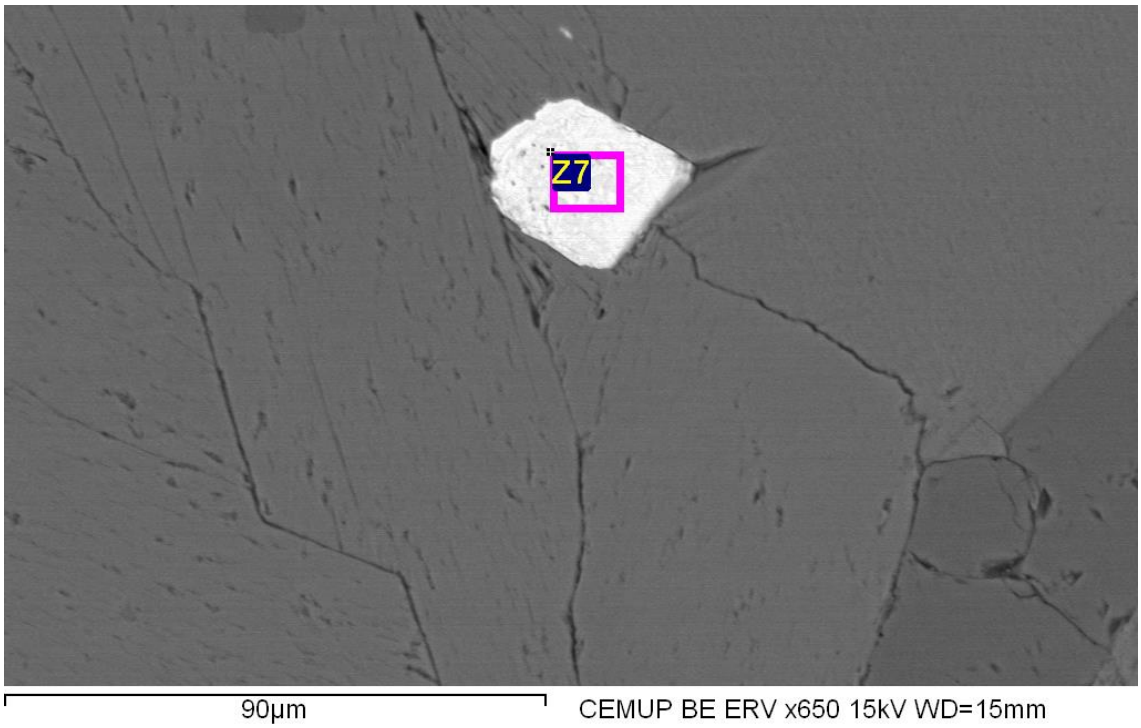


Figura 153 – Imagem de BSE exibindo um cristal euédrico de zircão (Z7) incluso na moscovite.

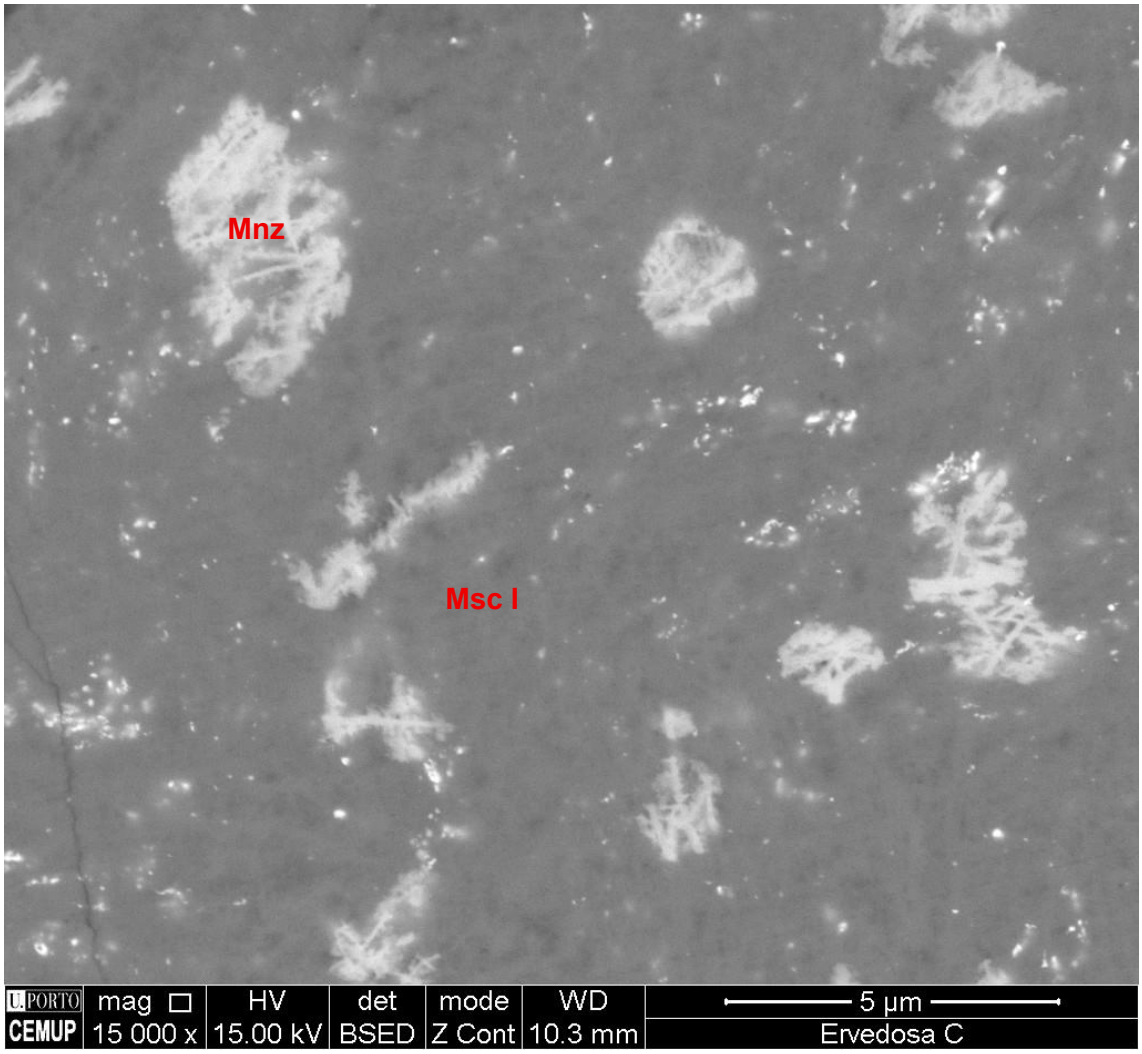


Figura 154 – Imagem de BSE onde se observa monazite (Mnz) rica em Th inclusa na moscovite da primeira geração (Msc I).

A covelite é rara, surgindo essencialmente em fraturas na arsenopirite e na calcopirite, ocorrendo essencialmente nos bordos dos fragmentos de sulfuretos, mas, também, no quartzo, em cristais anédricos muito finos e com a típica coloração azul metálico *(Figura 155)*, e terá resultado da alteração supergénica dos sulfuretos mencionados. Ocorre frequentemente associada à covelite, a limonite, da alteração supergénica dos minerais com Fe, tais como os sulfuretos pirite e arsenopirite, surgindo em agregados de aspeto terroso, sem que se possam distinguir cristais individualizados, de cor castanho esbatido a castanho-acinzentado e sem refletância *(Figura 155)*. Em muitas situações, alguns cristais de sulfuretos foram parciais a totalmente substituídos por limonite.

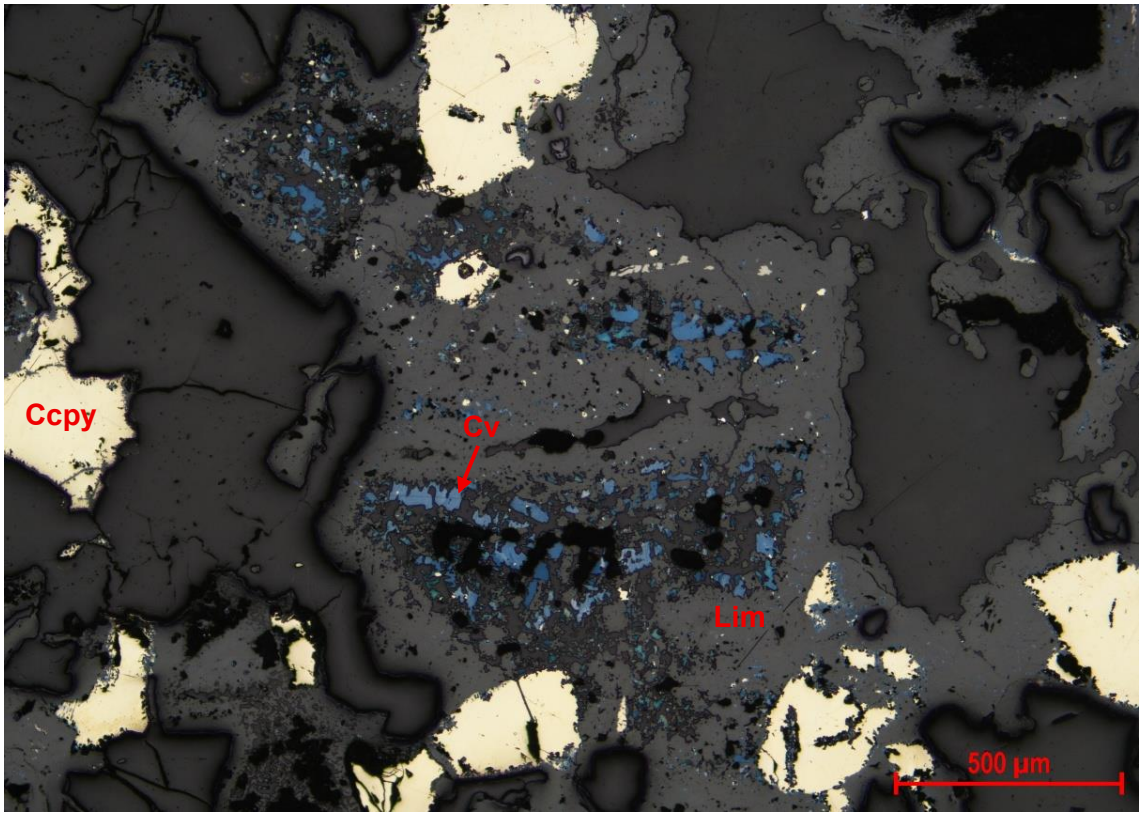


Figura 155 – Microfotografia de um cristal de calcopirite (Ccpy) muito fraturado e parcialmente alterado para covelite (Cv), que se encontra rodeado por agregados de limonite (Lim). LR.

4. O jazigo de Tungsténio de Murçós

4.1. Introdução

Tal como aconteceu no caso das minas de Ervedosa, as minas de Murçós também constituíram um importante exemplo de exploração mineira que contribuiu de forma significativa para o desenvolvimento da economia portuguesa durante o século XX. No período entre 1948 e 1976, foram extraídas 335 toneladas de concentrados de scheelite *(Antunes et al., 2010; Gomes et al., 2011)*. A mina de Murçós tem uma história que envolveu várias fases de exploração, com diferentes empresas e entidades envolvidas, que implementaram tecnologias de extração e de processamento do minério que evoluíram ao longo das décadas. O início da atividade e o arranque das operações remontam à década de 40 do século XX, com a Sociedade Mineira de Murçós, a constituir a principal empresa envolvida na exploração de scheelite, catapultando a região como uma das maiores fontes de tungsténio em Portugal. As minas operaram com intensidade significativa neste período, ainda que com a utilização de tecnologias de mineração adequadas para a época, nomeadamente a extração recorrendo a explosões de dinamite para o desmonte dos filões, assim como o transporte dos minérios, efetuado por meios manuais ou por tração animal. A recuperação do minério era pouco eficaz, com grandes perdas de scheelite nas etapas de extração e processamento do minério, consistia num processo básico que envolvia principalmente a lavagem do minério bruto a fim de remover as impurezas. A flutuação, não era nessa época amplamente utilizada, o que resultava numa recuperação deficiente da scheelite. Apesar disso, os concentrados de scheelite eram considerados de boa qualidade e eram procurados devido à Segunda Guerra Mundial. Na década de 50, a exploração da scheelite continuou, e as minas de Murçós chegaram a empregar um número considerável de trabalhadores, tanto locais como de outras regiões de Portugal. As minas exigiam condições de trabalho difíceis e perigosas, mas a alta procura do tungsténio garantiu a sua viabilidade durante bastante tempo. Porém, nos anos 60 a exploração começou a decrescer, em grande parte devido à queda da cotação do tungsténio no mercado internacional, devido ao fim de conflitos armados como a Guerra da Indochina (1946-1950) e a Guerra da Coreia (1950-1953), que reduziu a necessidade estratégica do tungsténio. Durante este período, a Companhia Portuguesa de Tungsténio (CPT), uma empresa estatal, assumiu um papel significativo na exploração das minas de tungsténio em Portugal, incluindo as de Murçós. A CPT centralizou as operações de exploração de scheelite e otimizou as técnicas de extração. Durante esta fase, o governo português tentou aumentar a produção de tungsténio como uma forma

de assegurar a autonomia estratégica do país em relação a este elemento estratégico, especialmente para uso militar e industrial. Sobre a alçada da CPT, a extração começou a ser realizada com equipamento mais moderno de perfuração e escavação com máquinas mais avançadas e sistemas de transporte mais eficientes. A mineração tornou-se mais mecanizada, reduzindo a dependência de trabalho manual e aumentando a eficiência na extração. O processamento do minério também se modernizou e um dos principais avanços foi a introdução de moinhos de barras, que melhoraram o processo de fragmentação que permitiu um processamento mais eficiente. O minério triturado, era então separado e classificado por dimensão, de modo a facilitar o processo de flutuação. Esta técnica permitiu um processamento mais rápido e eficaz.

A partir de 1975, a CPT entra em declínio, e a exploração passou para a alçada de empresas privadas, nomeadamente pela "Companhia Asturiana de Minas". Na década de 1980, a exploração foi progressivamente descontinuada devido ao esgotamento das reservas e à baixa rentabilidade, especialmente motivada pela queda do preço do tungsténio. A total desativação deu-se no final dos anos 90. As operações mais recentes foram as que dizem respeito à recuperação ambiental da área mineira levada a cabo pela EDM - Empresa de Desenvolvimento Mineiro, S.A., no ano de 2007, e que envolveu várias ações de recuperação/requalificação *(Figuras 156 a 159)* importantes ao nível de:

(1) Barragem de rejeitados
- Proteção da boca do poço de drenagem;
- Remoção de lamas e detritos dispersos;
- Modelação e confinamento de lamas.

(2) Cortas (1, 2 e 3)
- Limpeza de detritos adjacentes;
- Regularização dos taludes com "degraus de segurança" e inclinação adequada;
- Manutenção dos lagos resultantes e criação de condições para desenvolvimento de macrófitas como *Typha* e *Juncus* (fitoremediação natural).

(3) Corta 4
- Recheio dos taludes com escombreiras;
- Modelagem dos taludes e colocação de vedação de proteção.

(4) Património / demolição
- Demolição de edifícios e estruturas em ruínas nesta zona.

(5) Revegetação

- Implementação de trabalhos de revegetação para estabilização do solo e integração paisagística.



Figura 156 – Fotografia de um dos taludes instáveis na mina de Murçós e alguns edifícios em ruínas, antes da intervenção da EDM (retirado de *https://edm.pt/en/projetos/environmental-remediation-of-the-murcos-mining-area*, consultado a 07-01-2023).



Figura 157 – Talude instável da *Figura 156* a ser intervencionado, com a construção de "degraus de segurança" de modo a obter um talude de inclinação mais regular. Note-se igualmente que os edifícios em ruínas foram demolidos (retirado de *https://edm.pt/en/projetos/environmental-remediation-of-the-murcos-mining-area*, consultado a 07-01-2023).



Figura 158 – Exemplo de uma das inúmeras placas de aviso de perigo colocadas pela EDM em toda a área mineira de Murçós (retirado de *https://edm.pt/en/projetos/environmental-remediation-of-the-murcos-mining-area*, consultado a 07-01-2023).



Figura 159 – Exemplo de uma das vedações de segurança e portões de acesso às cortas colocados pela EDM (retirado de *https://edm.pt/en/projetos/environmental-remediation-of-the-murcos-mining-area*, consultado a 07-01-2023).

Em setembro de 2014, o Geopark Terras de Cavaleiros foi reconhecido pela Rede Europeia e Global de Geoparques da UNESCO, e recebeu o estatuto de Geoparque

Mundial da UNESCO em novembro de 2015, fazendo parte dos seus diversos geossítios, as minas de Murçós. Esta distinção resulta da combinação de fatores como:

(1) o seu interesse geológico no estudo e compreensão dos processos geodinâmicos e magmáticos envolvidos nas mineralizações hidrotermais;
(2) o valor patrimonial e histórico, dado ter sido palco de intensa atividade mineira durante a Segunda Guerra Mundial, e económica e socialmente muito relevante para a região e para as suas gentes como símbolo de identidade local e coletiva, contendo nos dias atuais importantes vestígios das antigas cortas, galerias, escombreiras e lagoas mineiras;
(3) a importância ambiental e educativa, sendo hoje um espaço de educação geocientífica, exploração mineira, geodiversidade, impactos ambientais e técnicas de reabilitação ecológica, tendo a intervenção da EDM possibilitado que seja um local seguro e acessível, com trilhos e painéis interpretativos.

No ano de 2016, foi realizado um filme documental intitulado *"Minas de Murçós – As estórias das suas gentes"*, produzido pelo Geopark Terras de Cavaleiros, em colaboração com a Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro (UTAD) e a União de Freguesias de Espadanedo, Edroso, Murçós e Soutelo de Mourisco. O projeto teve como objetivo divulgar e preservar as memórias dos antigos mineiros do Complexo Mineiro de Murçós, retratando o modo de vida dos habitantes locais e dos mineiros durante o período de atividade das minas. A apresentação do documentário ocorreu a 13 de agosto de 2016, no edifício da antiga Escola Primária de Murçós.

Na atualidade, e durante os trabalhos de campo realizados, constatou-se que, do que restou da recuperação ambiental levada a cabo pela EDM, onde foram demolidos diversos edifícios e apagados diferentes evidências de exploração, ainda hoje, é possível observar na área de mineira de Murçós muitos elementos que retratam a importância das atividades mineiras passadas. Os elementos mais destacados na paisagem da área mineira *(Figura 160)* dizem respeito a quatro cortas/frentes de exploração de dimensão e profundidade significativas, três das quais preenchidas por um espelho de água permanente *(Figura 161)*, e que de vista aérea se encontram alinhadas segunda a direção N130°- N135°E, evidenciando a relação espacial entre a ocorrência das mineralizações e a estruturação regional. Foram nestas lagoas que foram introduzidas macrófitas como *Typha* e *Juncus* com o objetivo de promover a fitoremediação natural *(Figura 162)*. Existe ainda uma quarta grande corta seca, mas também ela de grande profundidade, assim como uma quinta pequena corta seca *(Figura 163)*, um pouco afastada do complexo principal, junto à Ribeira da Choupica, e

cuja pouca extensão dos trabalhos mostra que terá tido pouca importância. Pode ser observada ainda uma galeria praticamente seca com cerca de 15 a 20 metros perto do local da última corta mencionada *(Figura 164)*, embora existam relatos de pessoas locais que existiriam outras galerias submersas nas cortas com espelho de água. Em termos do edificado, algum deste património permanece no local, e de onde se destacam os edifícios administrativos principais onde se situavam os escritórios e o posto médico *(Figura 165)*, uma ruína daquilo que terá correspondido a um armazém *(Figura 166)*. Uma estrutura em betão de uma torva *(Figura 167)*, vários depósitos de extensão considerável de materiais finos, alguns vestígios de construções *(Figura 168),* e alguns pequenos tanques/reservatórios *(Figura 169)*, que terão servido para o armazenamento de água, persistem na área da antiga lavaria. Durante os trabalhos de campo levados a cabo nas minas de Murçós, no piso rés-do-chão de um dos edifícios administrativos, foram encontrados, em estado de abandono inúmeros, tarolos de sondagem *(Figura 170)* com rochas sãs tendo alguns deles sido recolhidos para estudo das rochas encaixantes da mineralização.

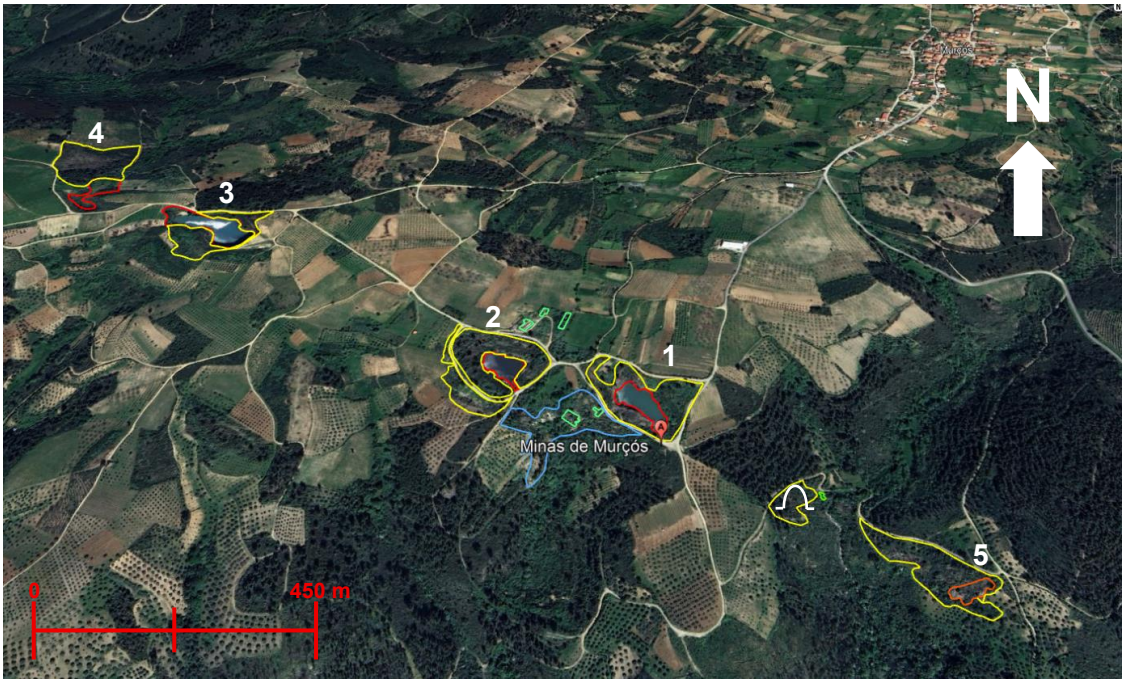


Figura 160 – Vista aérea da área mineira de Murçós sobre a qual foram delimitadas as áreas das cortas (delimitadas a amarelo), as frentes de exploração tal como foram abandonadas (delimitadas a vermelho), os edifícios e ruínas remanescentes (delimitados a verde, e a área de talude com materiais finos na área da lavaria (delimitado a azul).
1 – Corta 1; 2 – Corta 2; 3 – Corta 3; 4 – Corta 4; 5 – Corta 5; ∩ – Galeria



Figura 161 – Vista de uma das frentes de exploração de grande dimensão presentes na área mineira de Murçós, demonstrando bem a dimensão do desmonte em “open-pit”.



Figura 162 – Vista de uma das cortas com espelho de água parcialmente colonizado com macrófitas, neste caso *Juncus*.



Figura 163 – Corta seca de pequena dimensão junto à ribeira da Choupica, e que evidencia não ter sido alvo de grande interesse na fase de exploração.



Figura 164 – Fotografia de campo da galeria de pouca extensão acessível na área mineira de Murçós.



Figura 165 – Vista dos antigos edifícios centrais administrativos das minas de Murçós, onde se situavam os diferentes escritórios e o posto médico.



Figura 166 – Ruínas de uma edificação que terá correspondido a um armazém.



Figura 167 – Vista de uma estrutura em betão na zona acima da lavaria onde estava localizada uma torva destinada ao descarregamento do minério “tal e qual”.



Figura 168 – Vista de um talude materiais finos no local onde se situavam as antigas lavarias. Do lado direito da imagem ainda se observam vestígios de uma construção.



Figura 169 – Ruínas de um pequeno tanque/depósito que terá servido para o armazenamento de águas.



Figura 170 – Testemunhos de sondagem abandonados sendo alguns dos quais recolhidos para amostragem.

4.2. Enquadramento Geológico-Estrutural

4.2.1. Litoestratigrafia

O depósito de W(Sn) de Murçós ocorre ao longo da Zona de Cisalhamento Laza-Rebordelo-Murçós (ZCLRM), localizando-se no leste de Trás-os-Montes, na Zona Galiza – Trás-os-Montes (ZGTM), perto dos seus limites com a Zona Centro-Ibérica *(Julivert et al., 1974)*, mais propriamente no Domínio Parautóctone ou Domínio Peritransmontano *(Ribeiro, 1974)*. A sucessão metassedimentar parautóctone foi inicialmente estabelecida sob a designação de Domínio Peritransmontano defino por *(Ribeiro, 1974; Iglesias et al., 1989) (Figura 171)*, e ligeiramente modificada mais tarde por *(Pereira, 2000)*, correspondendo a uma sequência de elevada espessura, bastante diversificada litologicamente, com protólitos siliciclásticos de granulometria maturidade textural e mineralógica muito diversas, tais como filitos, metagrauvaques, quartzitos, xistos grafitosos assim como vulcanitos e fácies particulares com importante componente ortoquímica, como chertes negros, afetados por metamorfismo de baixo grau na fácies dos xistos verdes (450°C; 6-7 kb) *(Lécolle et al., 1981)*. *Ferreira (1964)* considera que as rochas metamórficas envolventes ao maciço de Rebordelo, de natureza essencialmente pelítica de tipo intermédio e baixa pressão, situando-as na fácies dos xistos verdes, e zonas da clorite, biotite e almandina. Para o mesmo setor *Ribeiro (1974)* sugere um metamorfismo regional consistente com a zona da biotite. A área mineira de Murçós não se encontra coberta pela cartografia geológica oficial à

escala 1:50000, pelo que a apresentação da litoestratigrafia deste setor basear-se-á na Folha 2 da Carta Geológica de Portugal à escala 1:200000 e na respetiva notícia explicativa, bem como nos diferentes trabalhos consultados. A termo complementar poderão ser utilizadas informações retiradas de trabalhos realizados por diferentes autores nesta área, nomeadamente *Lécolle et al. (1981)*, *Derré et al. (1982)* e *Gomes (1996)*.

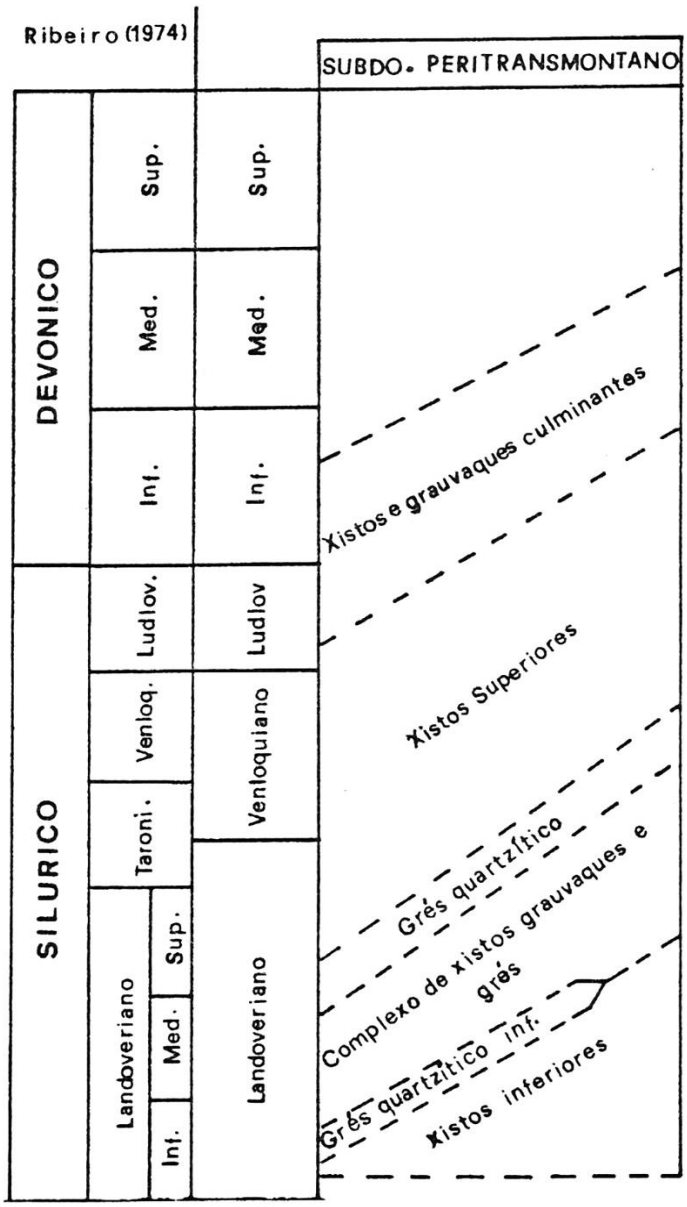


Figura 171 – Tentativa de correlação entre a litoestratigrafia e a cronoestratigrafia para o domínio Peritransmontano (retirado de *Ribeiro, 1974*).

No setor da mina de Murçós encontram-se representadas sequências espessas metassedimentares da Formação Pelito-Grauváquica, pertencentes ao do Parautóctone inferior, com uma idade atribuída ao Silúrico Inferior, caracterizadas por uma grande diversidade litológica, e cuja continuidade é apenas interrompida pelas pequenas apófises do granodiorito de Murçós *(Figura 172)*.

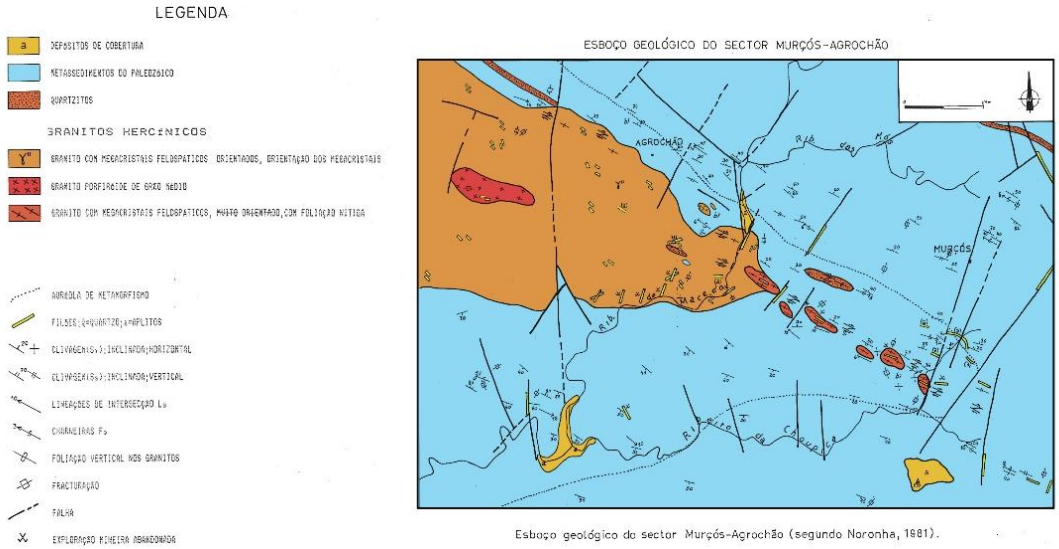


Figura 172 – Esboço geológico do sector de Murçós, onde se destacam as apófises do granodiorito de Murçós a intruir as sequências metassedimentares de idade silúrica (adaptado de *Noronha, 1981*).

As litologias que afloram no sector de Murçós foram estudadas por diversos autores *(Ferreira, 1964; Ribeiro, 1974; Derré et al., 1981; Noronha, 1981)*. De acordo com *Noronha (1981)* as sequências metassedimentares presentes no sector de Murçós podem ser agrupadas em três unidades distintas:

- uma primeira unidade de natureza essencialmente quartzosa, constituída por xistos quartzíticos e quartzitos;
- uma segunda unidade, espessa e monótona, constituída por xistos que podem ser mais ou menos quartzosos, metagrauvaques quartzosos e raros níveis de rochas calcosilicatadas;
- uma terceira unidade de topo de natureza quartzítica, onde dominam os quartzitos brancos maciços.

As unidades acima referidas correspondem às formações dos “Grés quartzíticos inferiores” do “Complexo de xistos, grauvaques e grés” e dos “Grés quartzíticos superiores” do subdomínio Peristransmontano definidas por *Ribeiro (1974)*, pelo que em

termos da posição na coluna litoestratigráfica, o setor de Murçós encontra-se numa posição mais alta que a de Ervedosa.

Durante os trabalhos de campo, verificamos que na área mina de Murçós os metassedimentos onde ocorrem os filões explorados pertencem à segunda unidade acima referida onde identificamos, como litologia dominante, xistos cinzentos *(Figura 173)* a mais raramente castanho-alaranjados com intercalações de níveis e lentículas quartzosas milimétricas a centimétricas *(Figura 174)*.

Os xistos são frequentemente luzentes, evidenciando a presença de micas brancas com uma foliação S1 penetrativa bem marcada de direção que varia entre N130° a N140°E, observando-se em diferentes locais que por vezes esta foliação é horizontal e noutros locais, vertical a subvertical, pois estes afloramentos correspondam a zonas de charneira de dobras D3.

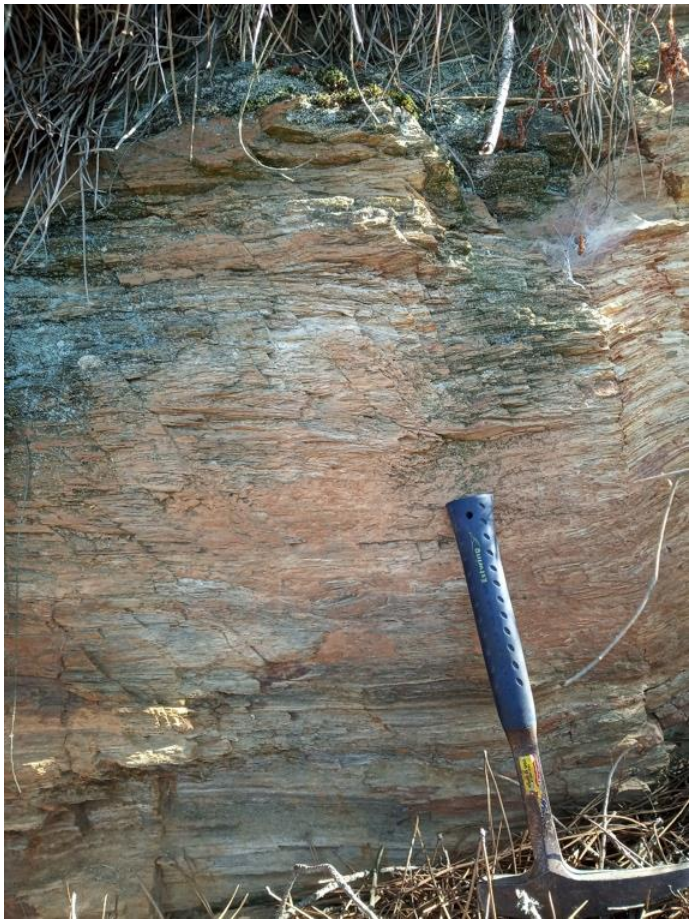


Figura 173 – Xistos cinzentos aflorantes na área da mina de Murçós, onde se destaca a foliação S1 bem marcada e sub-horizontal. Note-se ainda as variações de cor entre o cinzento e o castanho.



Figura 174 – Testemunho de sondagem de uma amostra de xistos cinzentos, exibindo níveis e lentículas quartzosas milimétricas a centimétricas.

Foram ainda identificados em alguns locais metagrauvaques de tom bege a amarelo-ocre, com elementos muito mal calibrados, constituídos essencialmente por quartzo e albite milimétricos, frequentemente de geometria alongada a ocelada, numa matriz fina de quartzo e micas, pelo que estes metagrauvaques exibem textura matriz suportada *(Figura 175)*. A foliação S1 nestes metagrauvaques é de direção N130°–135°E, vertical a subvertical.



Figura 175 – Pormenor dos metagrauvaques de tom bege presentes pontualmente na área da mina de Murçós, e onde fica evidenciada a textura matriz suportada e a má calibragem dos sedimentos.

O estudo petrográfico dos xistos cinzentos, revelou uma textura lepidogranoblástica, sendo constituídos essencialmente por quartzo, moscovite, turmalina e alguns opacos *(Figura 176)*. O quartzo é xenomórfico, exibindo geometrias oceladas e alongadas, orientados segundo a direção de cisalhamento e concentrando-se em níveis e lentículas. Mostra frequentemente bordos com indentações, bem como recristalização progressiva nos bordos e extinção ondulante. A moscovite é o segundo mineral mais abundante, ocorrendo em níveis finos intercalados com o quartzo. Evidencia forte deformação cisalhante, tal como mostram os cristais de geometria ocelada e alongada, os planos de clivagem encurvados e, encontrando-se os cristais orientados de modo preferencial à direção do cisalhamento *(Figura 176)*. A geometria da moscovite e do quartzo é condicionada pela existência de estruturas C-S, que definem entre si um angulo de ≈ 15° (*Figura 177*). A turmalina é tardia e ocorre em cristais euédricos a subédricos que cortam a foliação definida pelas micas *(Figura 178)*. Corresponde a uma turmalina de cor que varia entre o amarelo e laranja, e exibindo forte pleocroísmo intenso entre o laranja e o castanho. Os opacos são relativamente comuns, sendo o mais recorrente a hematite e ocorrendo dispersa entre os grãos de quartzo ou em fraturas e ao longo dos planos de clivagem da moscovite.

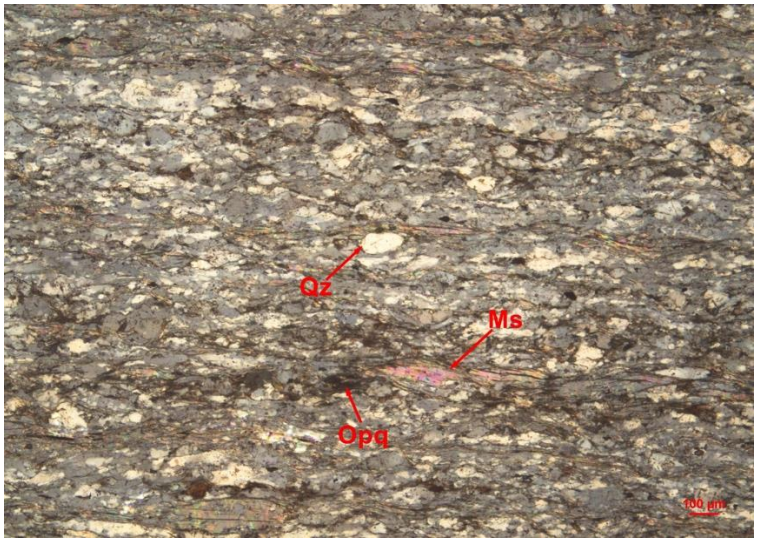


Figura 176 – Aspeto geral da textura lepidogranoblástica dos xistos cinzentos, assim como a evidente deformação cisalhante mostrada pelo quartzo (Qz) e moscovite (Ms) alongados ou de geometria ocelada. Note-se a distribuição espacial preferencial do quartzo e das micas em bandas ou lentículas e a presença de alguns opacos (Opq). NX.

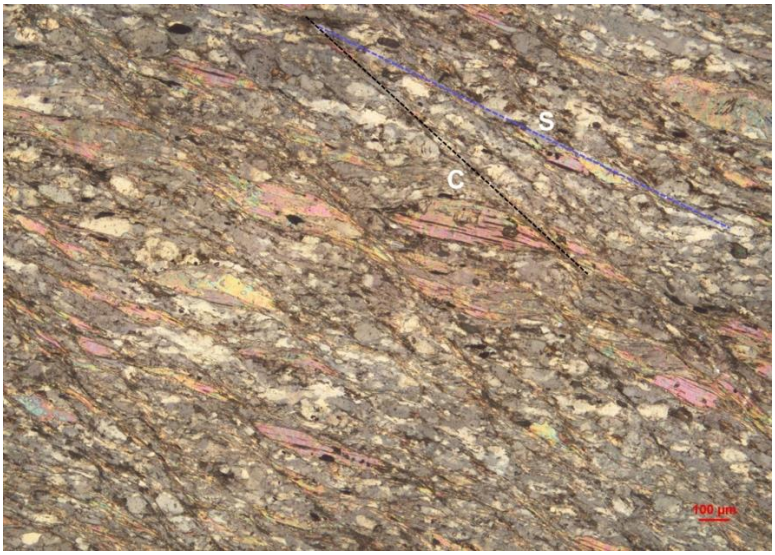


Figura 177 – Aspeto das estruturas C-S presentes nos xistos cinzentos de Murçós. NX.

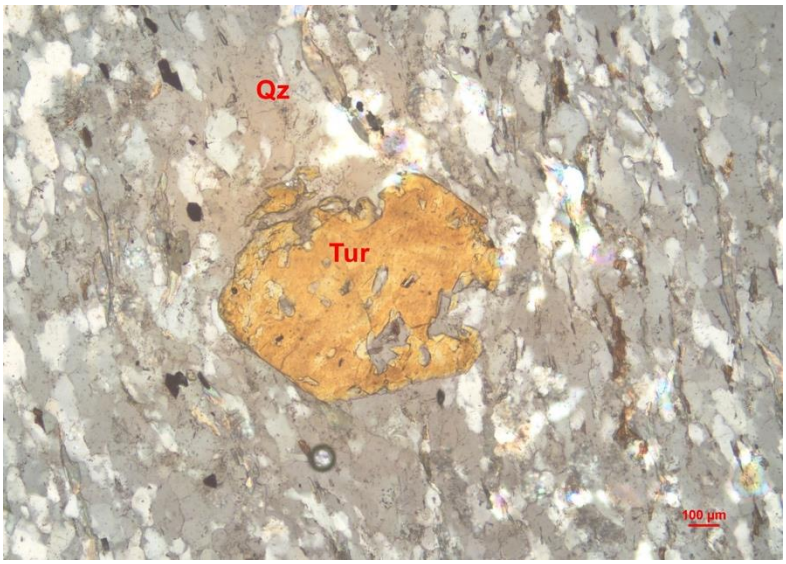


Figura 178 – Cristal subédrico de turmalina (Tur) a intersetar a orientação preferencial dos cristais de quartzo (Qz). NX.

4.2.2. Tectónica

Do ponto de vista tectónico, podem ser distinguidos dois episódios de deformação, que correspondem às fases D1 e D3 de *Ribeiro (1974),*

A deformação associada a D_3 originou uma clivagem de crenulação S_3 penetrativa no encaixante metassedimentar, afectando a xistosidade de primeira fase S_1, a qual por vezes transpõe a estratificação original.

Temos então que as estruturas principais cartografadas *são*:

- D1 deu origem a dobras deitadas sub-isoclinais, com vergência para NE, acompanhadas de uma clivagem primária S1, com uma direção que varia entre N110° e N120°E. Na *Figura 179* pode ser observada numa amostra de mão esta tipologia de dobras;
- D3 deu origem à grande estrutura antiforma deste sector, de eixo sub-horizontal e plano axial subvertical que localmente podem ser acompanhadas de uma clivagem de fratura com uma direção compreendida entre N120° a N130°E, e ainda a lineações de crenulação e de intersecção com S1.

Na terminação ESE do afloramento do granodiorito de Rebordelo a coaxialidade entre S1 e S3 e a interferência com a terminação SE da zona de cisalhamento D_3 direita NNW-SSE de Laza-Rebordelo-Murçós traduz-se por uma lineação de crenulação L_3 WNW-ESE geralmente próxima da horizontal. Esta deformação no granodiorito origina *fabrics* do tipo L conferindo ao granodiorito uma estrutura que é bem característica do que se designa por “Granodiorito de Murçós” que é a rocha hospedeira dos filões de quartzo com scheelite. A lineação L_3, é, por isso, também evidenciada pelo forte estiramento observado nos filões mineralizados, está de acordo com o estiramento em *b* o qual é evidenciado pelos frequentes cristais de scheelite e de arsenopirite e de turmalina, estirados subparalelos a L_3 e fraturados segundo o alongamento.



Figura 179 – Amostra orientada de xistos cinzentos de Murçós exibindo dobras isoclinais de eixo sub-horizontal e plano axial subvertical.

Todo o sector é afetado por uma intensa rede de falhas e fraturas, que são muitas vezes evidenciadas pelo preenchimento por filões de quartzo de possança centimétrica a métrica. Podem ser reconhecidas várias famílias de falhas, embora a família dominante corresponda à de direção N20° a N30°E.

4.2.3. Metamorfismo

No que toca ao metamorfismo regional, este caracteriza-se como de baixo grau, correspondendo a condições termodinâmicas máximas de 450°C e 6-7 Kbar *(Lécolle et al., 1979)*. Este metamorfismo é caracterizado pela associação de quartzo, mais moscovite e biotite, aos quais se associa a albite, e muito raramente, a granada (var. almandina). Esta associação corresponde à zona da biotite da fácies dos xistos verdes *(Ferreira, 1972)*.

O metamorfismo de contacto neste sector é evidenciado por uma auréola de contato caracterizada pela presença de andaluzite (que se encontra quase inteiramente retrometamorfizada para sericite), e biotite em placas pouco desenvolvidas e posteriores a S1, mas anteriores à clivagem de fratura S3.

4.2.4. Magmatismo

4.2.5. Granodiorito de Murçós

4.2.5.1. Modo de ocorrência

No núcleo da antiforma Chaves-Miranda do Douro, aflora o maciço granodioritico de Rebordelo-Agrochão. A seguir à terminação ESE do afloramento deste maciço o granodiorito passa só a ocorrer em várias apófises, intrusivas nos metassedimentos, que mostram uma deformação mais intensa e um *fabric* do tipo L que confere uma estrutura bem característica ao "Granodiorito de Murçós" que é a rocha hospedeira dos filões de quartzo com scheelite.

O granodiorito de Murçós é uma rocha granitoide, pertencente ao grupo dos "granodioritos precoces" *(Capdevilla et al., 1973)*. Trata-se de um granito de grão médio a grosseiro porfiroide biotítico cujos megacristais de feldspato potássico ocorrem orientados e deformados.

4.2.5.2. Petrografia

Macroscopicamente, o granodiorito de Murçós, corresponde a uma rocha mesocrata, de grão médio a grosseiro, rica em megacristais de feldspato potássico, que se destacam numa matriz essencialmente constituída por quartzo, feldspato, biotite e rara moscovite. Apresenta um *"fabric"* fortemente orientado, que corresponde a uma foliação subvertical marcada pela distribuição preferencial das micas e do quartzo, que contornam os

megacristais de feldspato, e lhe conferem uma textura ocelada devida a deformação cisalhante *(Figura 180)*. Na maioria das situações esta orientação varia de N135°E a N140°E e é paralela a semiparalela à direção da ZCLRM, ou seja, associada a planos de cisalhamento direitos, isto é, a foliação observada é resultado de deformação pós-cristalina.

De referir que a intrusão foi subconcordante com a xistosidade do encaixante metamórfico que é mais evidente sobretudo próximo ao contacto com os metassedimentos.



Figura 180 – Amostra fresca do granodiorito de Murçós que mostra os aspetos de deformação principais, nomeadamente a textura ocelada conferida pelos megacristais de feldspato potássico, bem como uma foliação subvertical bem marcada, materializada pela orientação preferencial da biotite.

O granodiorito de Murçós, mostra ter sofrido um achatamento (XY) paralelo ao plano axial das dobras, e o estiramento (X) é coincidente com o eixo das dobras (estiramento em b) *(Figura 181)*.

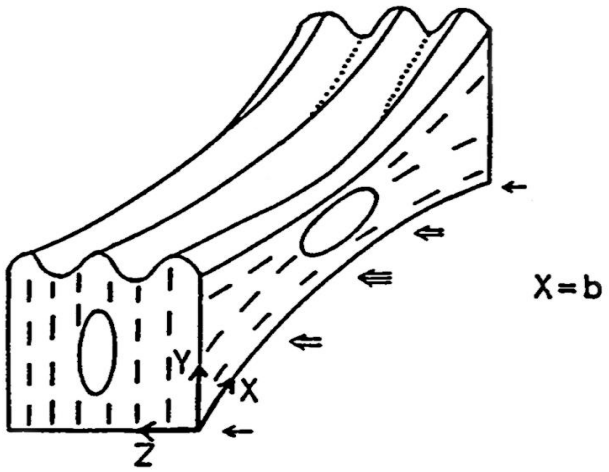


Figura 181 – Ilustração esquemática do estiramento em b, onde X, Y e Z correspondem aos eixos do elipsoide de deformação (retirado de *Dória & Noronha, 1987*).

Numa fase mais tardia, ocorreram cisalhamentos do tipo desligamento, que desenham ângulos obtusos com a direção de compressão máxima *(Iglesias & Ribeiro, 1981)*.

De referir ainda que são visíveis no campo e em diferentes amostras os intensos efeitos das alterações metassomáticas que a instalação dos veios provocou no granodiorito, observando-se nas áreas proximais aos veios uma mudança de cor do granodiorito de tom classicamente escuro, para um tom bege, evidenciando o aumento do teor de moscovite e desaparecimento da biotite, acompanhada de caulinização *(Figura 182)*.



Figura 182 – Exemplo de uma porção do granodiorito de Murçós afetado por alterações metassomáticas, nomeadamente caulinização e substituição da biotite por moscovite.

O estudo petrográfico das amostras colhidas do granodiorito de Murçós mostra uma rocha de textura hipautomórfica, composta por quartzo, feldspato potássico, plagióclase, biotite, escassa moscovite, e minerais acessórios como a apatite, zircão, turmalina, alanite e ocasionalmente alguns opacos.

O quartzo, é muito abundante, apresentando-se normalmente em cristais xenomórficos de dimensão reduzida, com bordos lobados e indentados, com extinção ondulante bem pronunciada e, em muitas situações progressivamente recristalizados, exibindo pequenos cristais que rodeiam cristais de maior dimensão *(Figura 183)*. Uma segunda geração de quartzo límpido a leitoso, mais tardio, ocorre em fendas de tração em outros minerais, exibindo igualmente extinção ondulante *(Figura 184).*

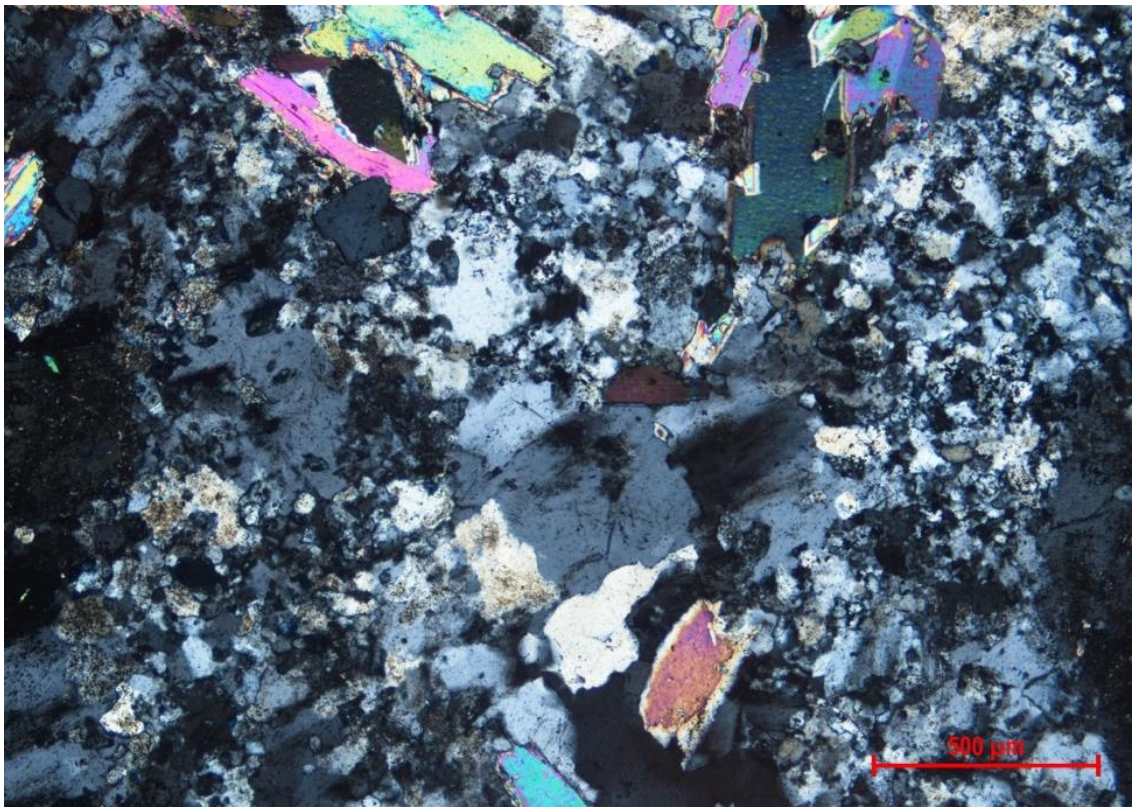


Figura 183 – Microfotografia do aspeto geral do quartzo, onde se podem observar diferentes aspetos texturais desencadeados pela deformação cisalhante, nomeadamente a recristalização parcial, o alongamento dos cristais, os bordos irregulares e extinção ondulante. NX.

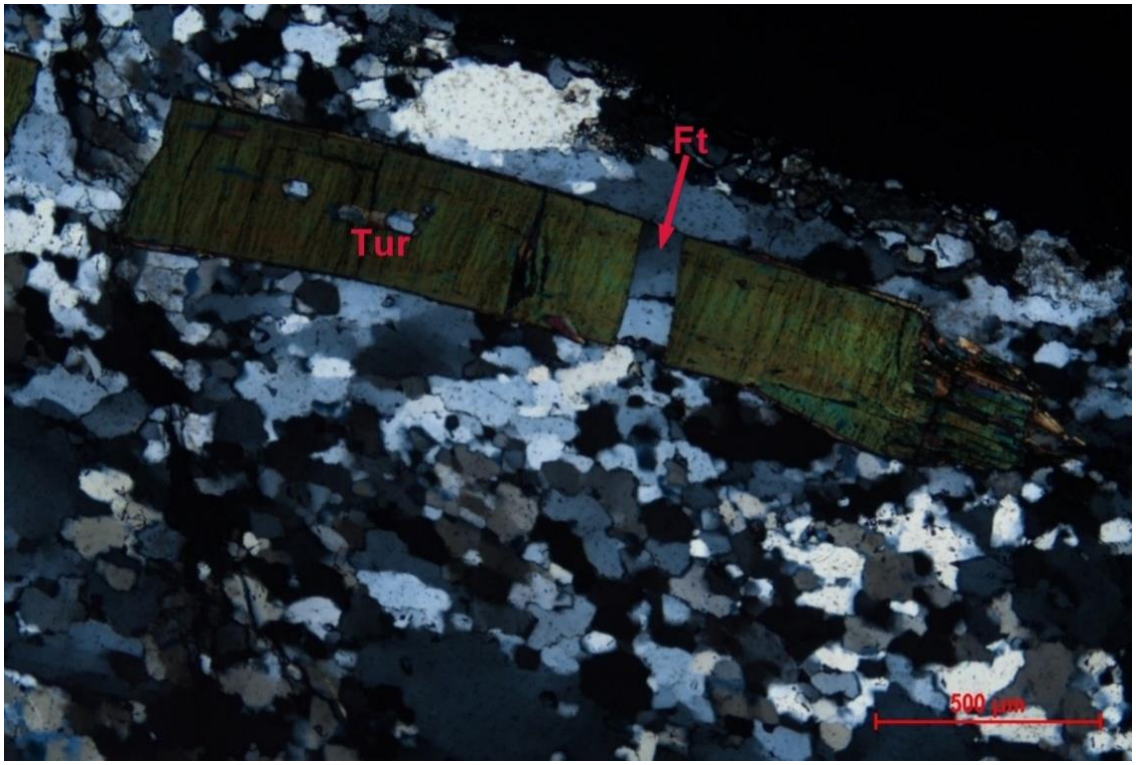


Figura 184 – Microfotografia de um cristal prismático de turmalina (Tur), orientado de modo preferencial, exibindo uma fenda de tração (Ft) preenchida pela segunda geração de quartzo tardio. NX.

O feldspato potássico ocorre em megacristais subédricos a anédricos bem desenvolvidos, com a geometria ocelada característica *(Figura 185)*. Contem frequentemente inclusões de minerais da matriz, sobretudo o quartzo, a biotite e apatite *(Figura 186)*. Foram observadas ocasionalmente relíquias de ortóclase no seio e bordos dos cristais *(Figura 187)*. Esporadicamente observam-se ainda cristais subédricos a anédricos de ortóclase de grande dimensão, muito alterados e exibindo inclusões de minerais da matriz.

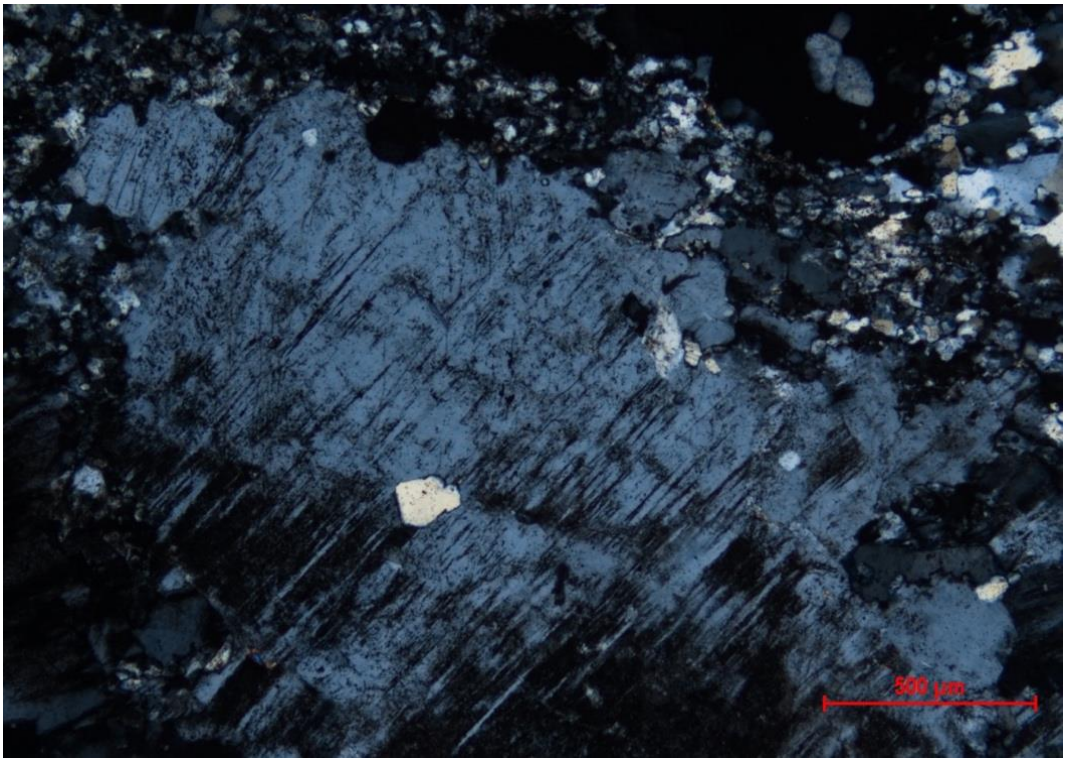


Figura 185 – Microfotografia de um cristal de felsdspato potássico de grandes dimensões e com geometria ocelada. NX.

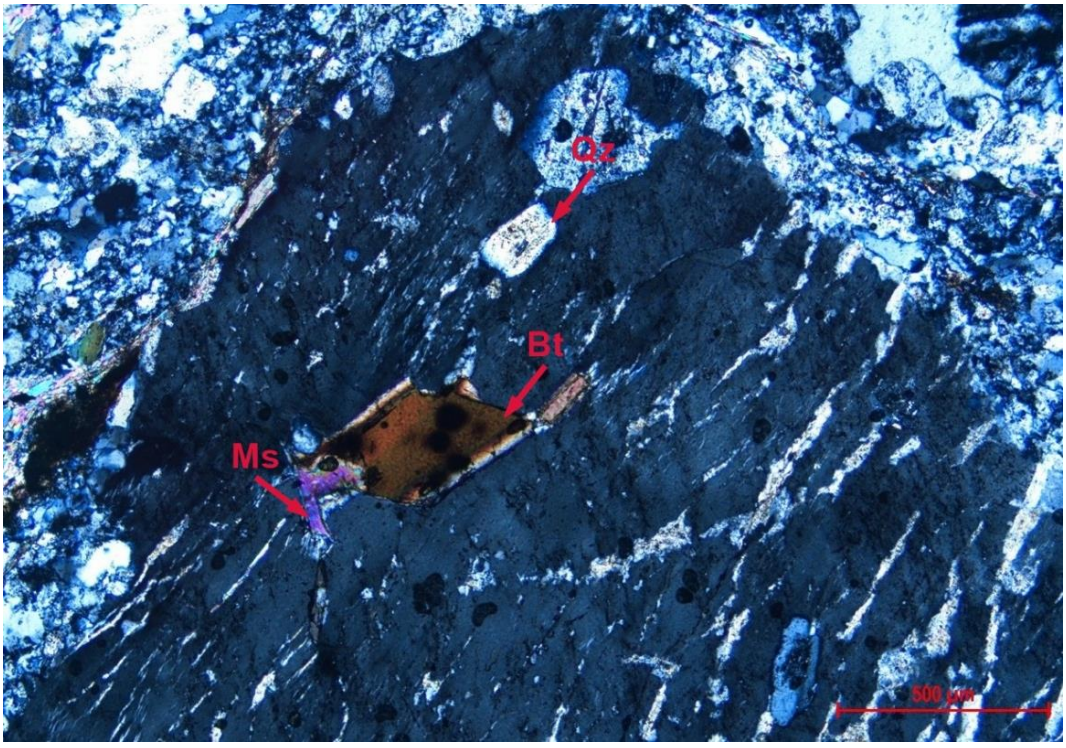


Figura 186 – Microfotografia de um cristal de feldspato potássico e com múltiplas inclusões de quartzo (Qz), biotite (Bt), moscovite (Ms) e micropertites. NX.

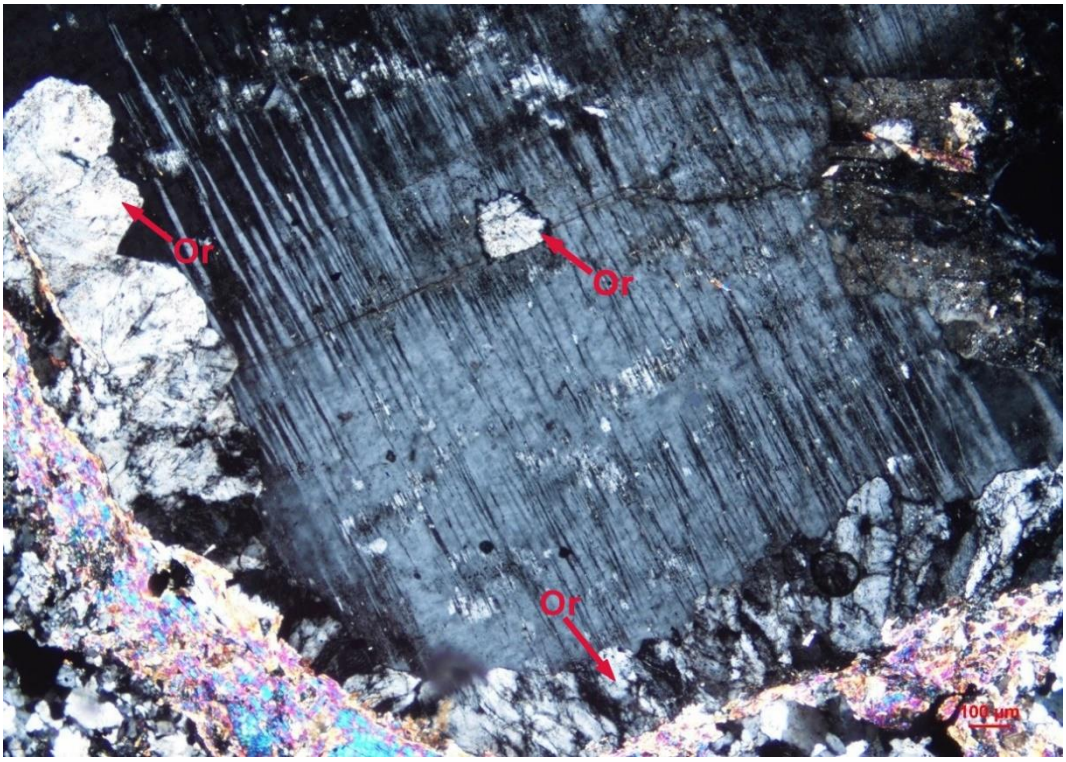


Figura 187 – Microfotografia de um cristal de feldspato potássico exibindo múltiplas relíquias de ortóclase (Or) no seio do cristal e nos bordos. NX.

A plagióclase corresponde à oligóclase-andesina, que se apresenta em cristais subédricos zonados, geralmente bem desenvolvidos, por vezes com maclas complexas, frequentemente bastante alterados e fraturados, e contendo frequentemente inclusões de minerais da matriz *(Figura 188)*. No contacto com a ortóclase, podem ser ocasionalmente plagióclases em associação mirmequítica com o quartzo *(Figura 189)*.

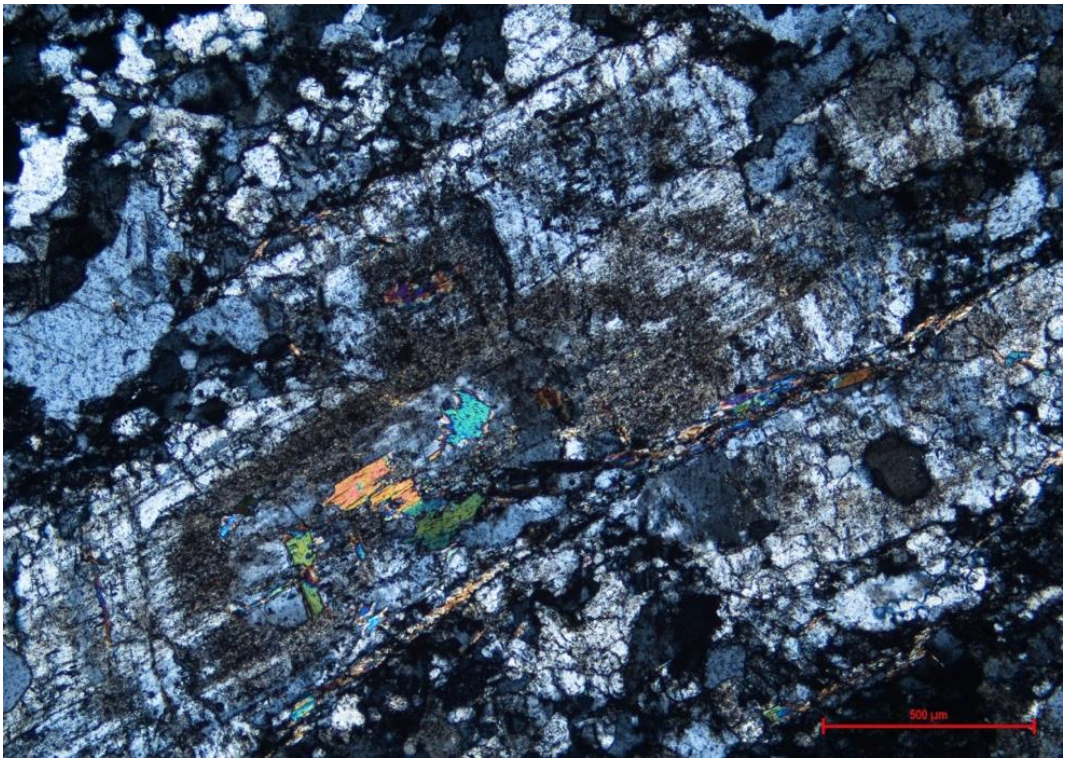


Figura 188 – Microfotografia de um cristal de oligóclase-andesina, mostrando uma macla complexa, num cristal muito caulinizado, mas onde ainda se distinguem a macla polissintética e múltiplas de inclusões de minerais da matriz. NX.

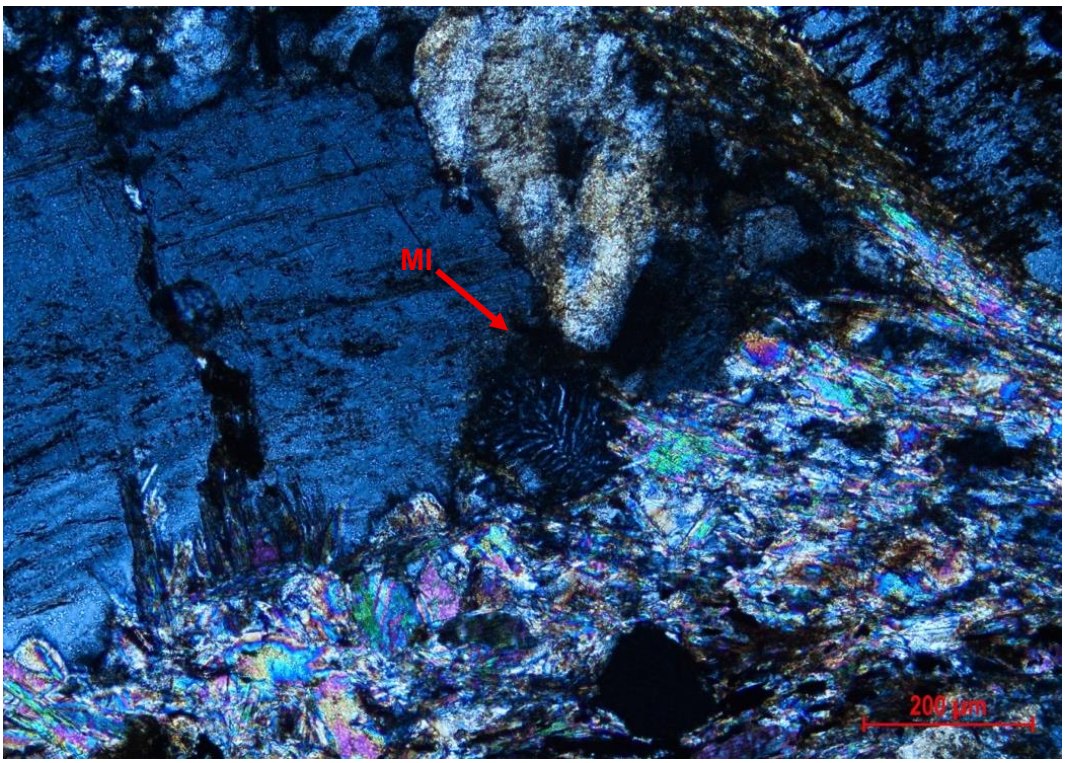


Figura 189 – Microfotografia de um cristal de plagióclase em associação mirmequítica (MI) com o quartzo. NX.

A biotite é a mica dominante, ocorrendo em pequenos cristais subédricos a anédricos de dimensão reduzida, de geometrias oceladas e alongadas, e com os planos de clivagem encurvados *(Figura 190)*. Apresenta-se sobretudo associada à moscovite, encontrando-se frequentemente cloritizada, e com inclusões de zircão, apatite e opacos *(Figura 191)*. Surge ainda como inclusão, em pequenas palhetas, na microclina e na plagióclase. Em conjunto com a moscovite e o quartzo, desenham uma lineação em torno dos cristais ocelados de feldspato potássico, responsável pela textura orientada do granodiorito de Murçós *(Figura 192)*.

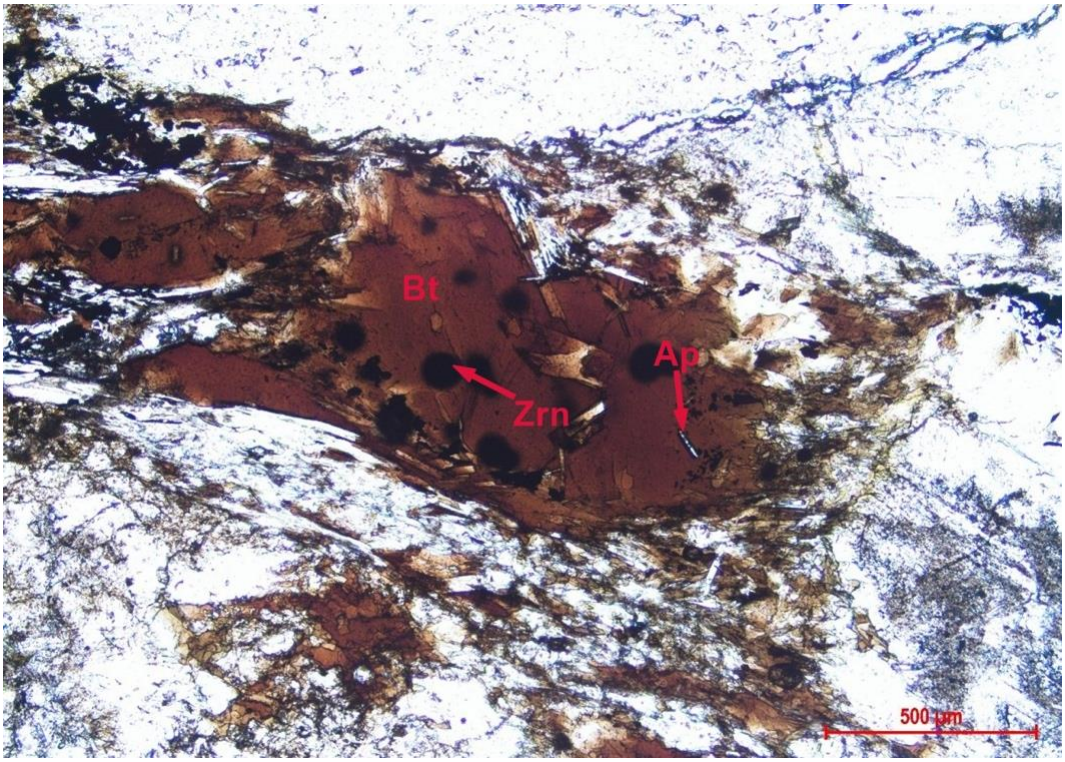


Figura 190 – Microfotografia do aspeto típico da biotite, em cristais alongado e de geometria ocelada, contendo múltiplas inclusões de zircão (Zrn) e apatite (Ap). N//.

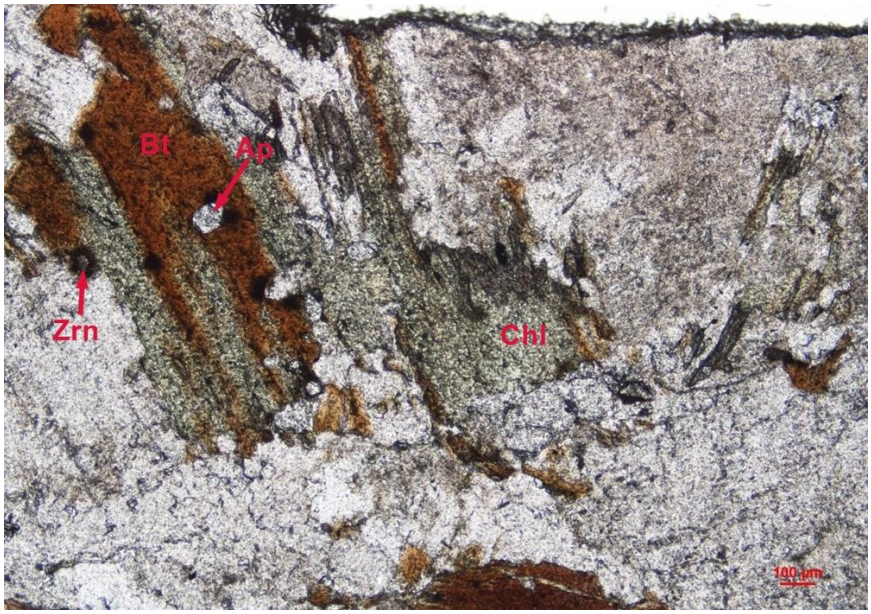


Figura 191 – Microfotografia de um cristal de biotite parcialmente alterado para clorite, e onde se distinguem inclusões de zircão (Zrn) e apatite (Ap). N//.

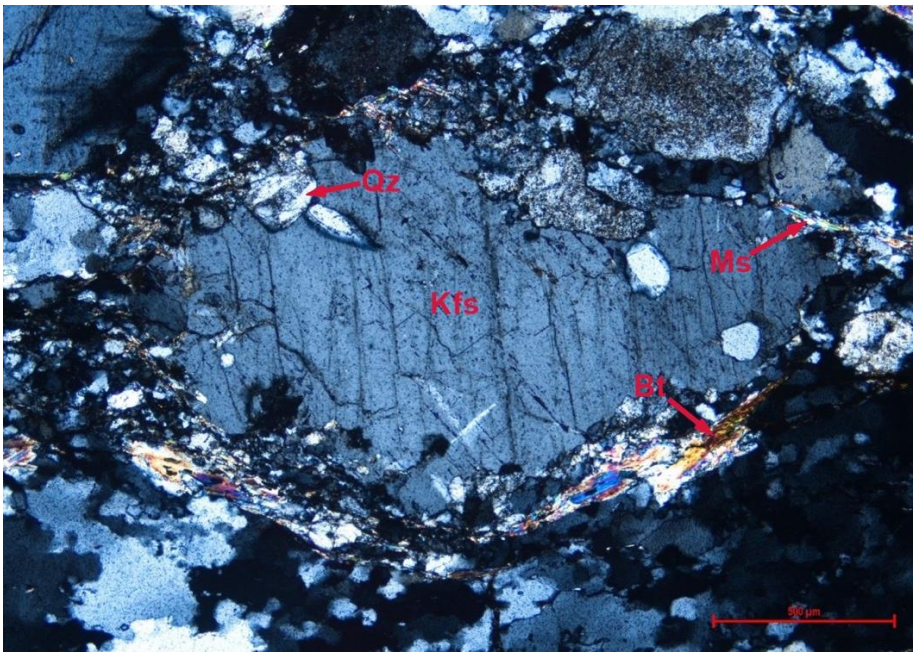


Figura 192 – Microfotografia de um cristal de feldspato potássico (Kfs) de geometria ocelada, rodeado por cristais de moscovite (Ms), biotite (Bt) e quartzo (Qz), e que definem a foliação do granodiorito. NX.

A moscovite é significativamente menos abundante que a biotite, exceto em amostras alteradas, surgindo associada à biotite em igual modo de ocorrência *(Figura 193)*. Para além da primeira de geração de moscovite (Moscovite I) que ocorre em associação com a biotite foi identificada uma segunda geração mais tardia de moscovite (Moscovite II),

caracterizada por cristais de pequena dimensão e de hábito subédrico a anédrico, que ocorre sobretudo em fraturas dos minerais do granodiorito *(Figura 194)*.

A apatite é o mineral acessório mais comum. Ocorre maioritariamente como inclusão em minerais como a biotite, moscovite, feldspato potássico e plagióclase, em cristais euédricos a subédricos de dimensão reduzida *(Figura 195)*. Mais raramente ocorre na matriz. Contêm frequentemente inclusões de zircão e monazite.



Figura 193 – Microfotografia de uma palheta de moscovite bem desenvolvida, contendo um cristal de biotite incluso. N//.

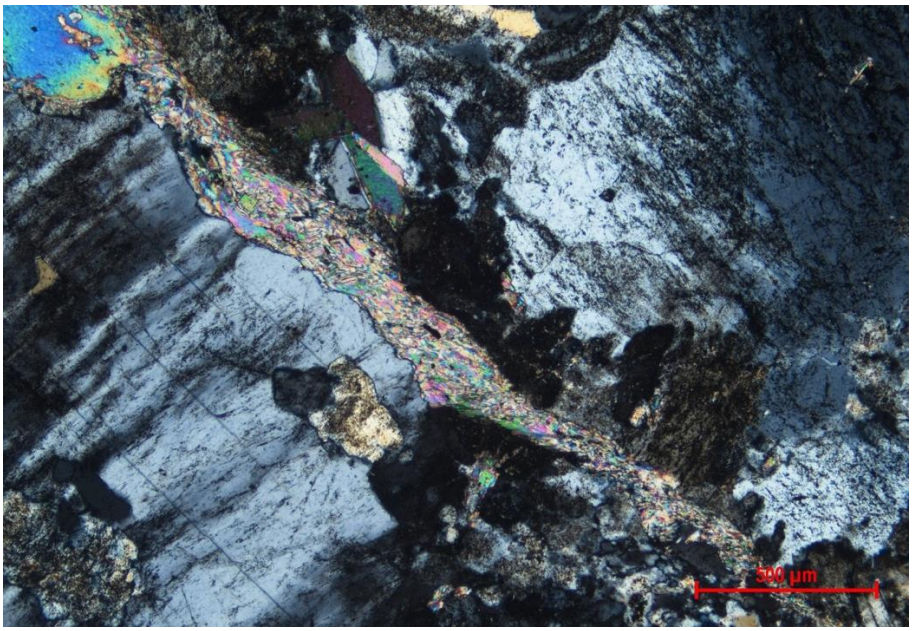


Figura 194 – Microfotografia de uma fratura num cristal de microclina, preenchido por moscovite tardia que ocorre sobre a forma de diminutos cristais. NX.

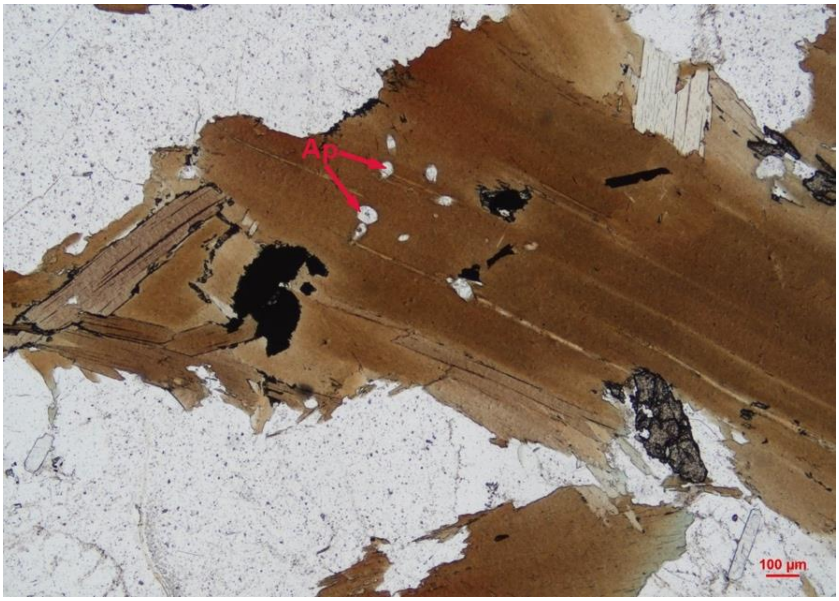


Figura 195 – Microfotografia de um cristal de biotite contendo múltiplas inclusões de apatite (Ap). N//.

O zircão é pouco comum, ocorrendo como inclusão na biotite, com os halos pleocroicos característicos *(Figura 196).* Ocorre sobretudo em cristais de dimensão diminuta, com hábitos euédricos a subédricos. Pode ser ainda observado ocasionalmente como inclusão na apatite.

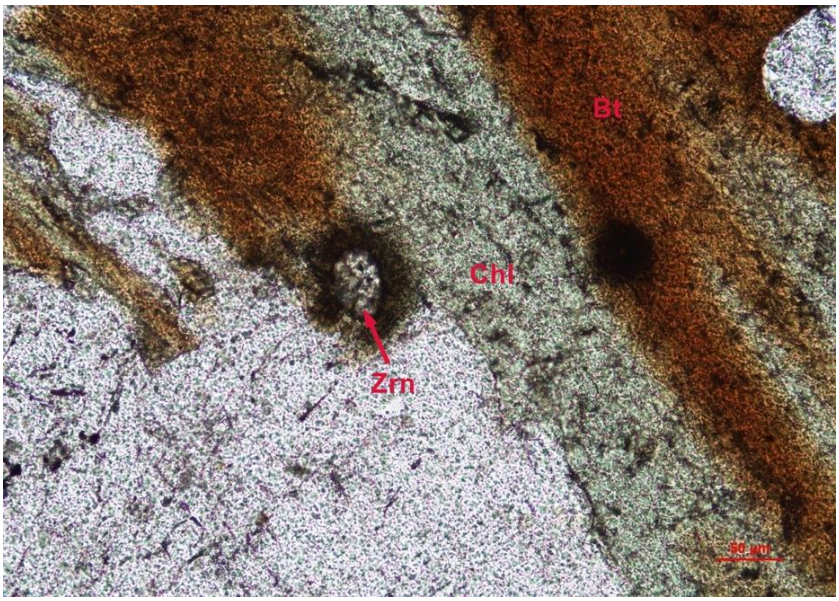


Figura 196 – Microfotografia de um cristal de biotite (Bt) parcialmente cloritizado (Chl), exibindo uma inclusão de zircão (Zrn) com o halo pleocroico característico. N//.

A turmalina é um mineral acessório e tardio muito comum, ocorrendo desde cristais bem desenvolvidos de hábito prismático a pequenos cristais anédricos dispersos na matriz, e que substituem minerais como o quartzo, as micas e os feldspatos *(Figura 197)*. Corresponde a uma turmalina de um modo geral de tom castanho, sobretudo no bordo e verde-claro no núcleo dos cristais. Os bordos castanhos exibem um pleocroísmo fraco que varia entre castanho a castanho-escuro, enquanto os núcleos exibem pleocroísmo mais intenso, que varia entre ω = verde-claro e ε = verde-escuro, a mais raramente azul-violáceo *(Figura 198).* Apresenta muito frequentemente fendas de tração perpendiculares à orientação preferencial dos cristais, preenchidas por quartzo tardio e ocasionalmente opacos como óxidos de Fe e sulfuretos *(Figura 199)*.



Figura 197 – Microfotografia de um cristal de feldspato potássico parcialmente substituído por turmalina. N//.

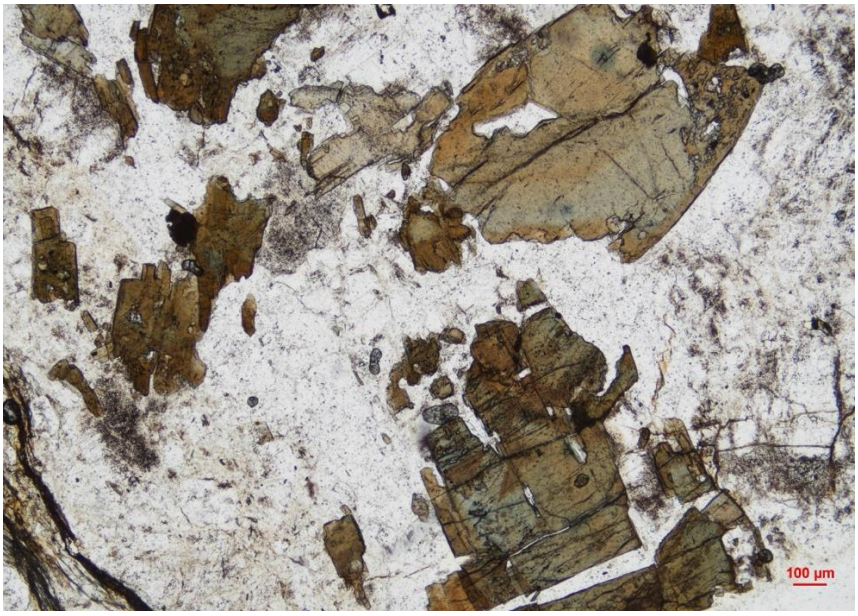


Figura 198 – Microfotografia de diferentes cristais de turmalina que evidenciam um zonamento cromático entre os núcleos dos cristais sobretudo verdes e os bordos castanhos. N//.

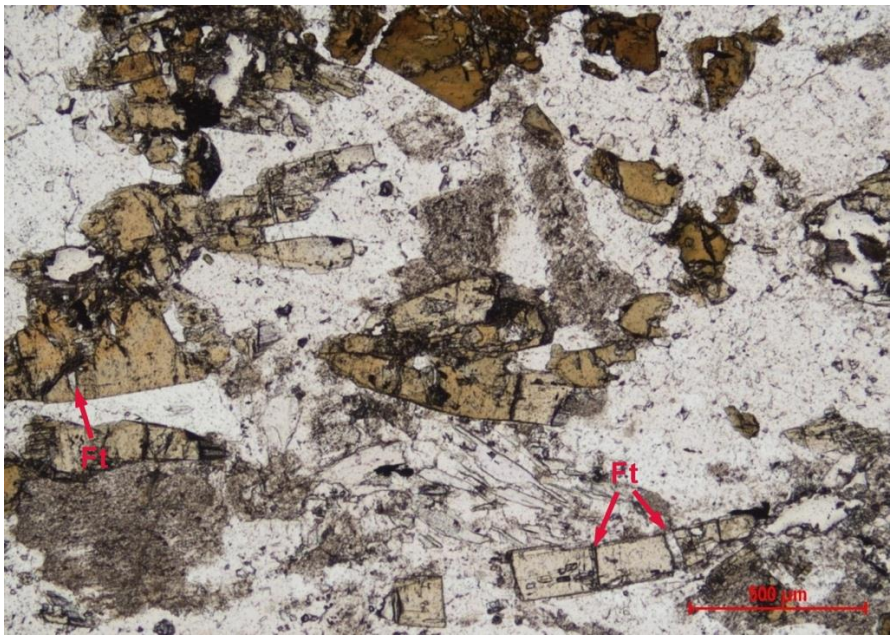


Figura 199 – Microfotografia de múltiplos cristais de turmalina orientados de modo preferencial e com fendas de tração. N//.

A alanite é um mineral acessório muito raro, tendo sido apenas observado muito ocasionalmente como inclusão na biotite, sobre a forma de cristais muito pequenos de hábito euédrico a subédrico de tom laranja *(Figura 200),* e frequentemente associada ao zircão.

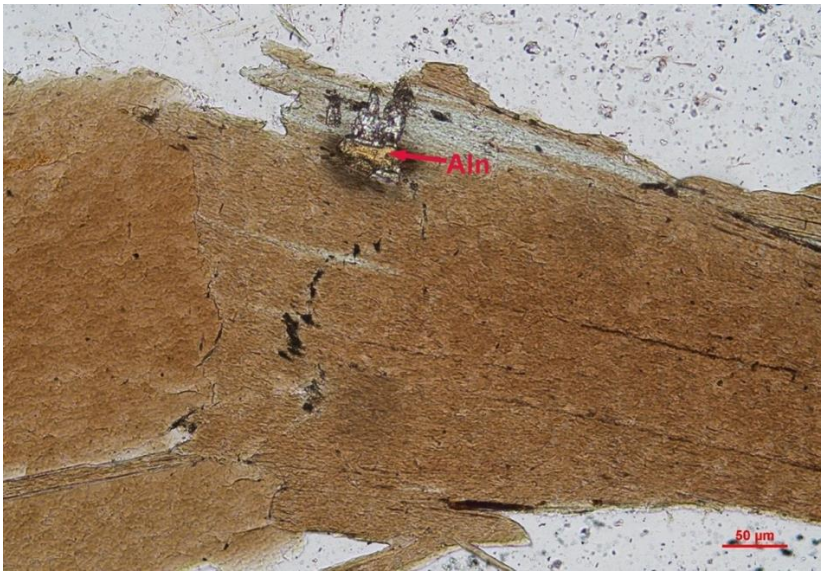


Figura 200 – Microfotografia de um diminuto cristal prismático de alanite incluso na biotite. N//.

Os minerais opacos são mais tardios, e são a hematite *(Figura 201)* e sulfuretos como a pirite *(Figura 202)* e arsenopirite, que ocorrem dispersas na matriz ou em pequenas fendas de tração de minerais da matriz e planos de clivagem das micas. Foram ainda identificados raríssimos cristais de scheelite de dimensão muito reduzida *(ver Figura 201)*, dispersos na matriz e que correspondem a impregnações.

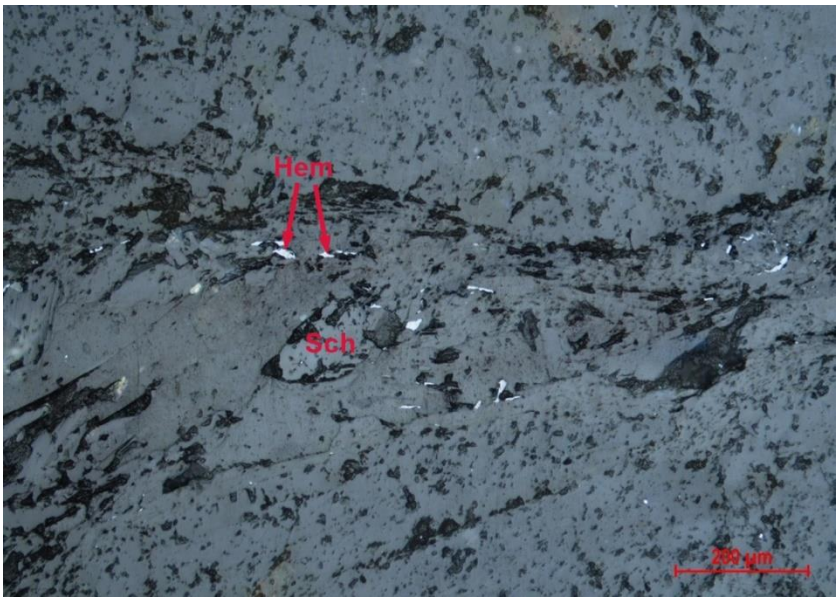


Figura 201 – Microfotografia de múltiplos cristais anédricos de hematite (Hem) dispersos em cavidades e fraturas. Note-se um pequeno cristal de scheelite (Sch) de geometria ocelada, e que ocorre no granodiorito como impregnações. LR.

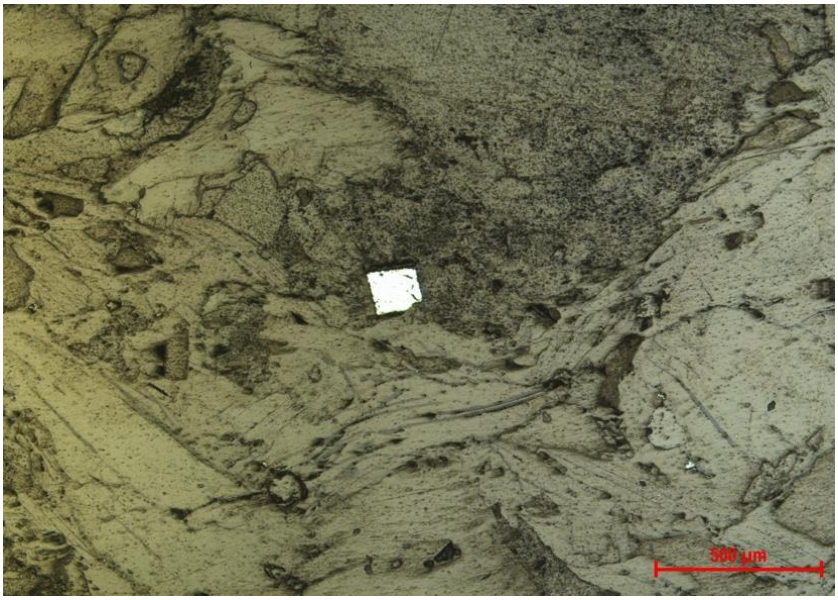


Figura 202 – Microfotografia de um cristal euédrico de pirite disperso na matriz. LR.

4.2.6. Leucogranito (com cassiterite)

4.2.6.1. Modo de ocorrência

Apesar de na área da mina o granito porfiroide representar o maior volume das rochas magmáticas presentes, ocorrem também granitos leucocratas. Foram identificados, afloramentos de um leucogranito distribuídos preferencialmente em afloramentos em torno dos limites das apófises do granodiorito, como pequenas “injeções” descontínuas ao longo de cisalhamentos dúcteis de pouca extensão, pelo que estes pequenos afloramentos se encontram orientados ao longo dos mesmos, segundo uma direção que varia entre N135° a N140°E *(Figura 203)*. A foliação observada, ainda que menos notória que no granodiorito de Murçós evidencia que o mesmo evento cisalhante foi responsável pela foliação observada em ambos os casos, pelo que o leucogranito não se terá instalado muito mais tarde que o granodiorito e serão sensivelmente contemporâneos.

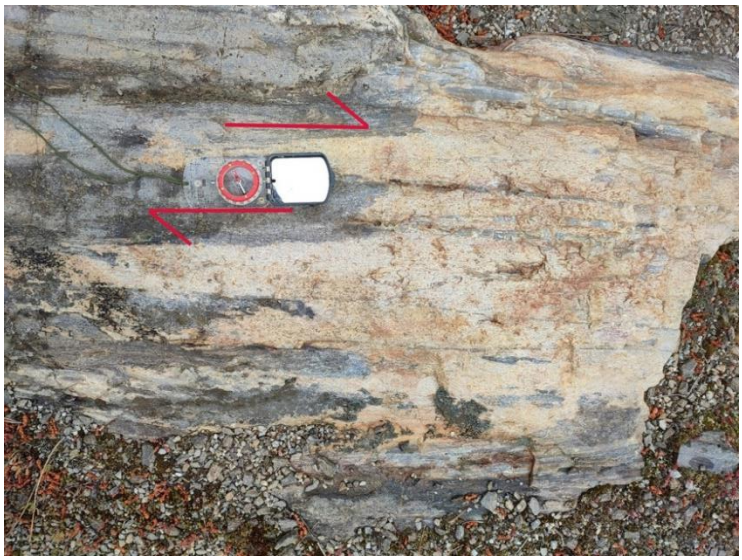


Figura 203 – Exemplo de algumas das ocorrências de leucogranito na área de Murçós, instalados em pequenos cisalhamentos direitos com alguns metros de extensão.

O leucogranito é de grão médio, essencialmente moscovítico e com textura orientada definida pela orientação preferencial das micas e dos cristais de feldspato que definem uma foliação subvertical com atitude semelhante à da foliação do granodiorito. Corresponde a uma rocha de tom bastante claro, essencialmente de cor bege, de onde sobressaltam a textura orientada conferida pela orientação preferencial das micas *(Figura 204)* e do feldspato potássico. Mostra encontrar-se bastante caulinizado e em algumas amostras ocorrem cristais centimétricos de cassiterite, de hábito subédrico a anédrico *(Figura 205)*, tardios em relação aos minerais primários do leucogranito.

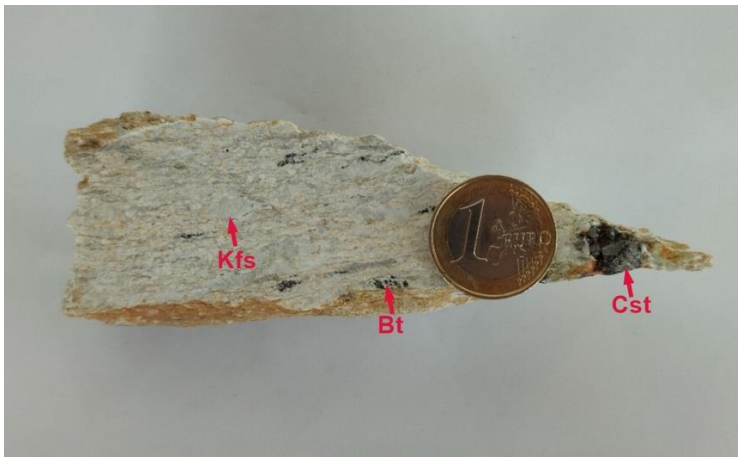


Figura 204 – Amostra pouco alterada do leucogranito mostrando uma foliação marcada pela orientação preferencial dos cristais de feldspato potássico (Kfs) de geometria ocelada e pelas palhetas de micas. Note-se um cristal centimétrico de cassiterite (Cst) a ocorrer no leucogranito.



Figura 205 – Amostra do leucogranito de grão médio exibindo um cristal centimétrico de cassiterite (Cst).

4.2.6.2. Petrografia

Os estudos petrográficos deste leucogranito revelaram uma textura hipautomórfica granular, composta por quartzo, feldspato potássico, plagióclase e ainda por moscovite, biotite, apatite, alguns opacos e cassiterite.

O quartzo apresenta-se em cristais de hábito xenomórfico, encontrando-se muito deformado e frequentemente disposto de modo preferencial, coincidente com a direção de alongamento, desenhando com a moscovite uma foliação *(Figura 206)*, envolvendo os cristais de feldspato potássico. Mostra recristalização parcial, observando-se pequenos cristais a rodear cristais de maiores dimensões, estes últimos exibindo na maioria das situações bordos muito lobados e indentados, assim como extinção ondulante pronunciada. Uma segunda geração de quartzo, mais tardia, preenche fendas de tração em diferentes minerais.

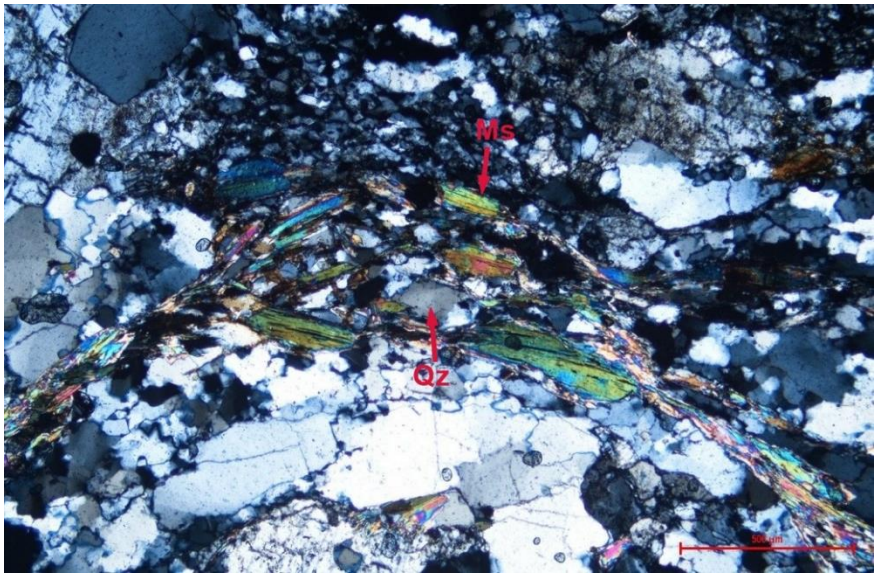


Figura 206 – Microfotografia de diferentes cristais de quartzo (Qz) e moscovite (Ms) orientados preferencialmente e desenhando a foliação do leucogranito. NX.

O feldspato potássico corresponde à microclina, denunciada pela macla característica. Ocorre em cristais sobretudo anédricos com geometria frequentemente arredondada ou alongada, rodeados por micas e quartzo, encontrando-se a maioria dos cristais parcial ou totalmente alterada para sericite *(Figura 207).* Ocorrem ocasionalmente algumas inclusões de minerais da matriz, bem como minerais acessórios como a apatite.

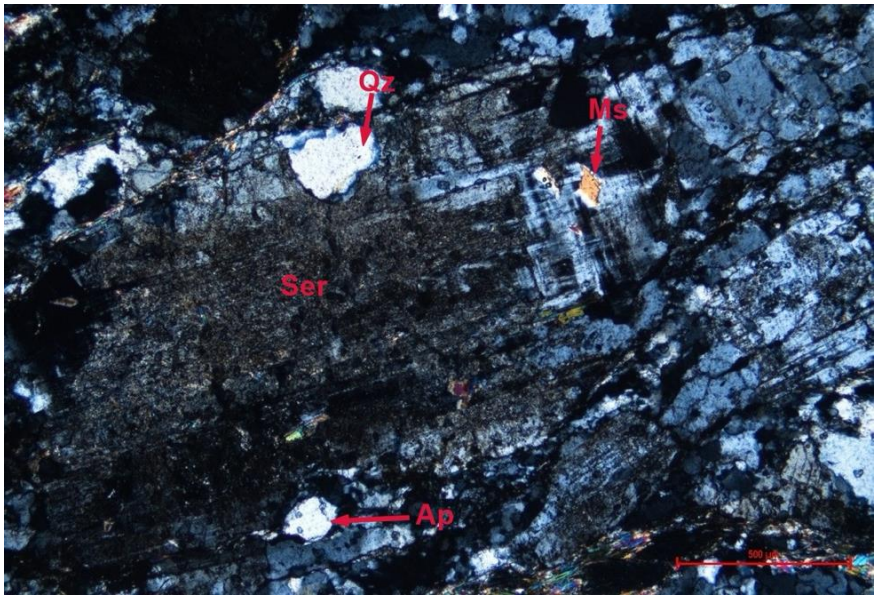


Figura 207 – Microfotografia de um cristal de microclina muito sericitizado, mas onde é ainda possível de observar a macla da microclina e diferentes inclusões de minerais da matriz como o quartzo (Qz) e a moscovite (Ms, bem como minerais acessórios como a apatite (Ap). NX.

A plagióclase corresponde à albite, ocorrendo como cristais bem desenvolvidos de geometria ocelada a alongada, e exibindo a macla polissintética característica *(Figura 208)*. Muitos cristais encontram-se parcial a quase totalmente alterados.

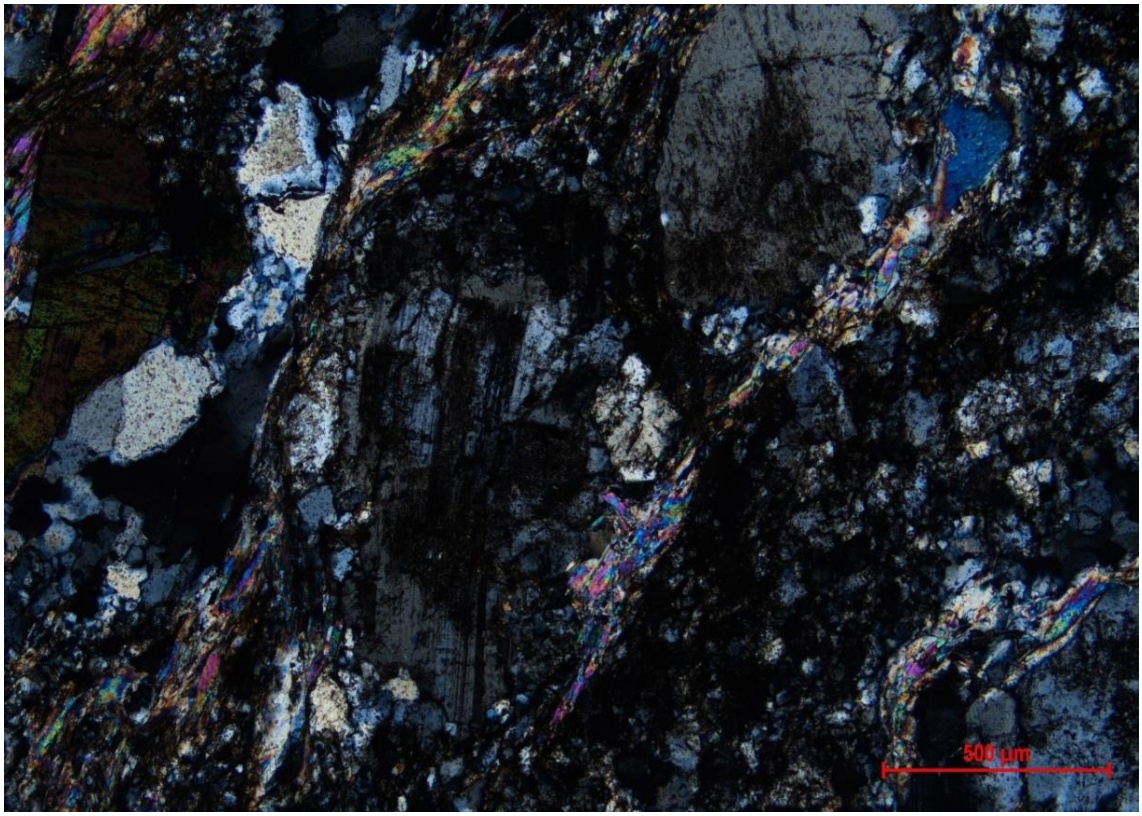


Figura 208 – Microfotografia de um cristal de albite de geometria ocelada, bastante alterado, mas que exibe ainda a macla polissintética. NX.

A moscovite é a mica dominante, encontrando-se frequentemente associada à biotite cloritizada. Ocorre sob a forma de finas palhetas de geometria alongada e com os planos de clivagem encurvados *(Figura 209)*. Mostra extinção ondulante, bem como a presença de *microkinks*. Ocasionalmente podem ser encontradas inclusões de apatite.

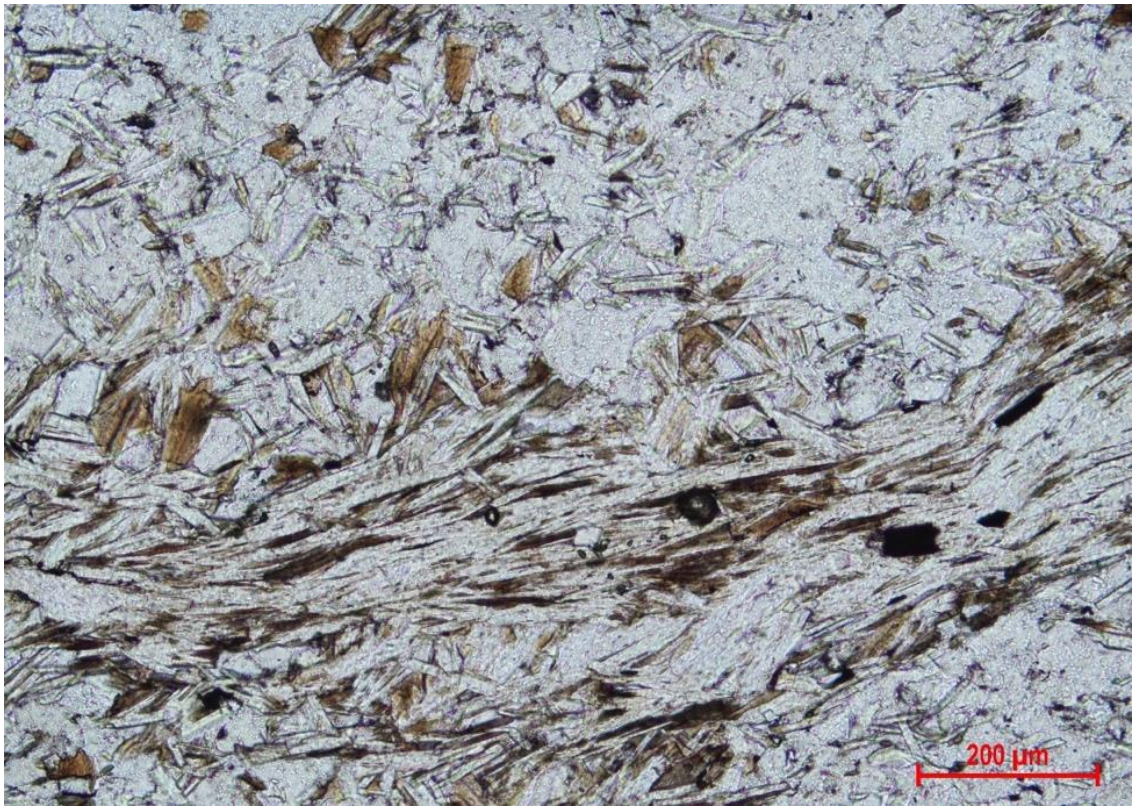


Figura 209 – Microfotografia de inúmeras palhetas de moscovite associadas à biotite, ambas orientadas de modo preferencial. N//.

A biotite é bastante menos abundante que a moscovite, à qual ocorre associada na maioria dos casos *(ver Figura 209)*. Também neste caso, a geometria dos cristais é alongada e com os planos de clivagem encurvados. Mostra algumas inclusões de zircão e apatite *(Figura 210).* Podem ser encontrados ocasionalmente algumas áreas cloritizadas principalmente nos bordos dos cristais.

A apatite corresponde ao mineral acessório mais frequente, ocorrendo sobre a forma de pequenos cristais euédricos a subédricos inclusos na moscovite, na biotite *(ver Figura 210)* e no feldspato potássico.

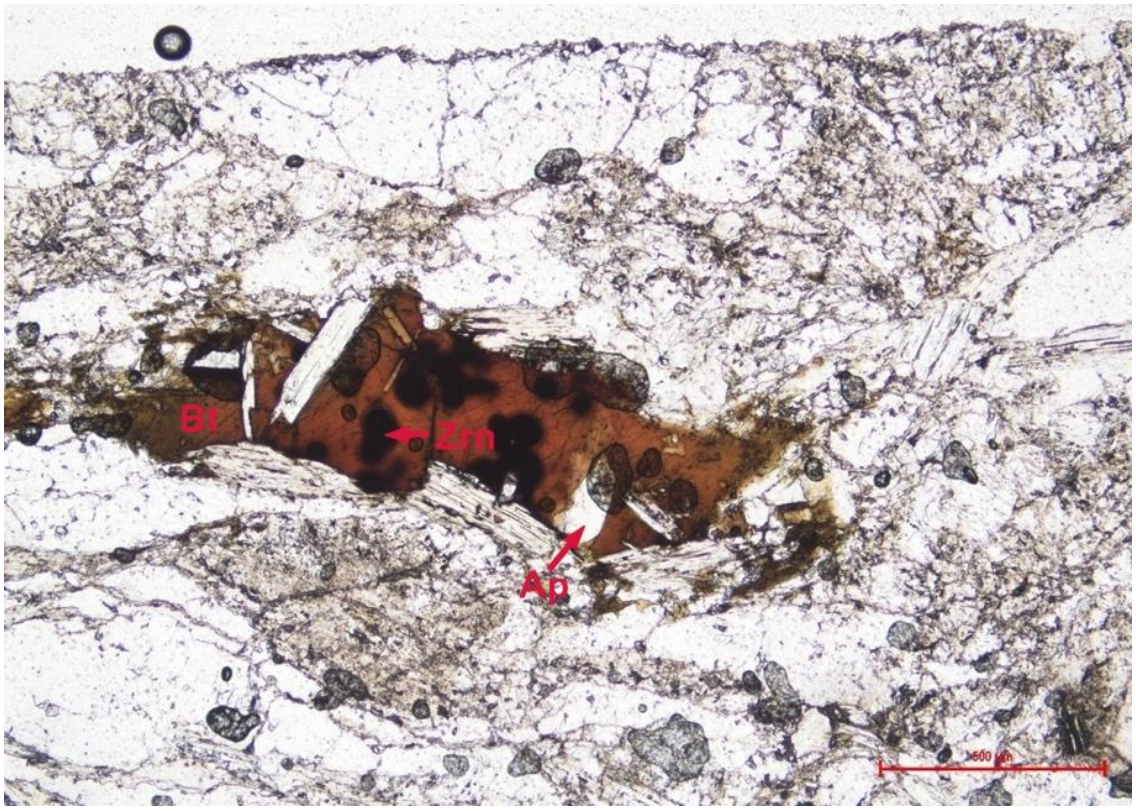


Figura 210 – Microfotografia de um cristal de biotite (Bt) com múltiplas inclusões de zircão (Zrn) e apatite (Ap). NX.

O zircão é relativamente raro, tendo sido observado apenas como inclusão na biotite, ocorrendo sobre a forma de pequenos cristais euédricos a subédricos, rodeados pelo halo pleocroico característico *(ver Figura 210)*.

A turmalina é tardia, ocorrendo desde cristais bem desenvolvidos de hábito prismático a pequenos cristais anédricos dispersos na matriz, e posterior ao quartzo e micas *(Figura 211)*. Encontra-se frequentemente orientada segundo a direção da foliação existente marcada pela orientação preferencial das micas. Corresponde a uma turmalina geral de tom castanho, sobretudo no bordo e verde-claro no núcleo dos cristais. Os bordos castanhos exibem um pleocroísmo fraco que varia entre ω = castanho a ε = castanho-escuro, enquanto os núcleos exibem pleocroísmo forte, que varia entre ω = verde-claro e ε = verde-escuro, a mais raramente azul-violáceo. A turmalina presente no leucogranito, é, em termos petrográficos semelhante à turmalina descrita no granodiorito de Murçós.

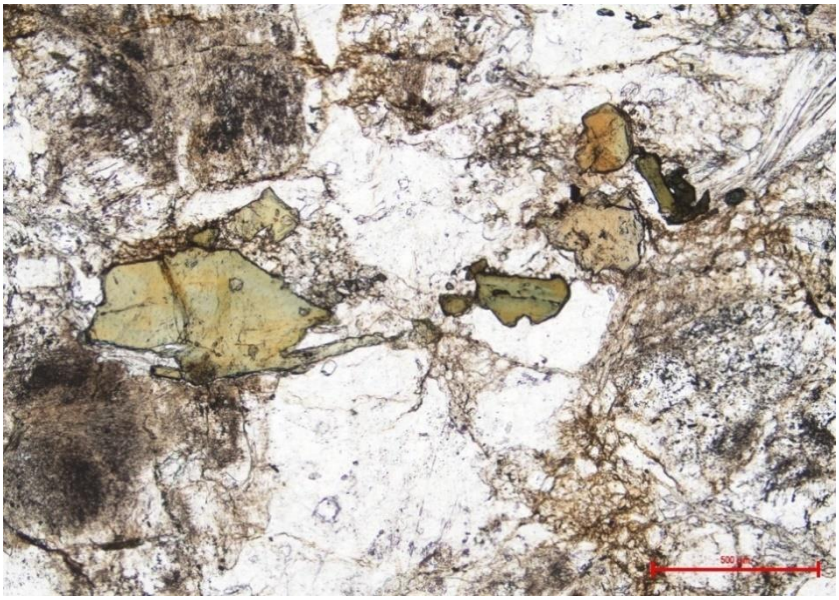


Figura 211 – Microfotografia de alguns cristais de turmalina a substituir minerais como o quartzo e as micas. N//.

A cassiterite é rara, e tardia, ocorrendo sobre a forma de cristais centimétricos a milimétricos a ocupar fraturas. Os cristais são essencialmente subédricos a anédricos, ocorrendo que isolados quer em pequenas massas com alguns cristais agregados. Exibe um zonamento ótico *(Figura 212)* caracterizado pela alternância de bandas mais claras ligeiramente pleocroicas, entre ω=laranja claro e ε= laranja, e bandas escuras com pleocroísmo mais intenso entre ω=vermelho e o ε=vermelho-escuro.

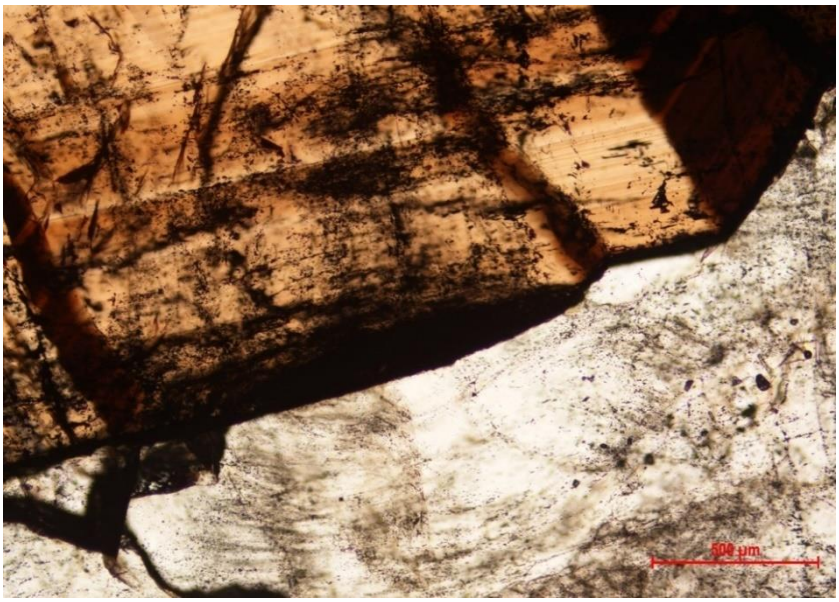


Figura 212 – Microfotografia do aspeto do zonamento ótico observável na cassiterite que ocorre no leucogranito, caracterizado pela alternância de bandas mais claras e bandas mais escuras. N//.

Os minerais opacos são também tardios, destacando-se essencialmente a hematite *(Figura 213)* e a pirite, dispersos em fraturas, cavidades e fendas de tração em diferentes minerais.

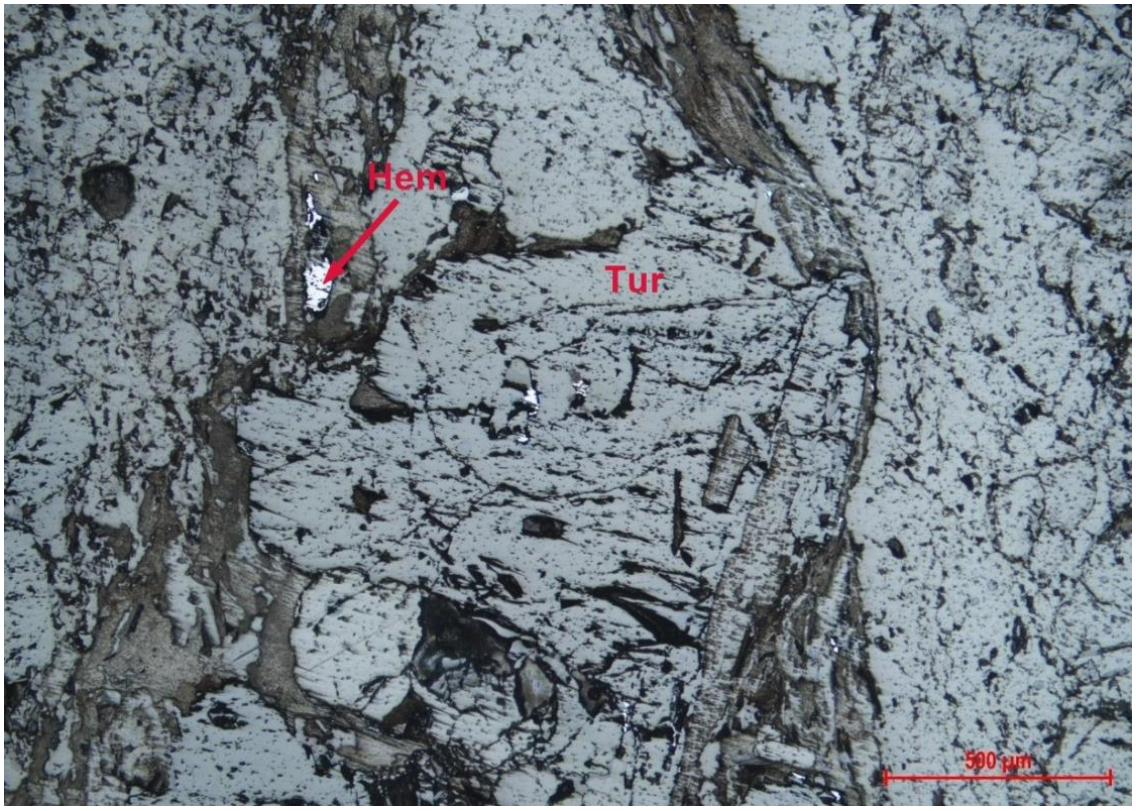


Figura 213 – Microfotografia de um cristal de turmalina (Tur) mostrando fendas de tração e fraturas onde ocorrem pequenos cristais anédricos de hematite (Hem). LR.

4.2.7. “Greisen”

4.2.7.1. Modo de ocorrência

Para além das litologias já referidas, foi estudada uma amostra de um granito muito metassomatizado no contacto com um filão de quartzo, e que representa o que designamos por *“Greisen”*. Corresponde a uma rocha de cor que varia entre o cinzento e o cinzento-escuro, de grão médio a grosseiro, com uma textura orientada definida pela orientação preferencial das micas que rodeiam o que resta dos cristais de feldspato de geometria ocelada *(Figura 214)*.



Figura 214 – Amostra de *greisen* de grão médio a grosseiro de cor cinzento-escuro e textura orientada proveniente de Murçós.

4.2.7.2. Petrografia

Os estudos petrográficos levados a cabo sobre esta amostra de *"greisen"*, revelaram ser composta essencialmente por quartzo e moscovite, com raros cristais muito mal preservados de feldspato potássico e plagióclase, assim como minerais acessórios como a apatite e diferentes minerais opacos. Muito raramente, é possível observar vestígios da textura ocelada característica do granodiorito de Murçós, caracterizada pelos megacristais de feldspato de geometria ocelada rodeados por micas e quartzo. No caso deste "*greisen"*, a textura ocelada do granodiorito está preservada por conjuntos de cristais de quartzo que substituíram os ocelos de feldspato e pela moscovite que rodeia estes ocelos preenchidos por quartzo, desenhando aquilo que era a textura ocelada prévia do granodiorito *(Figura 215)*. Para além de alguns sulfuretos como a pirite e óxidos de ferro como a hematite, ambos tardios, não foram encontradas evidências de mineralização neste "*greisen"*.

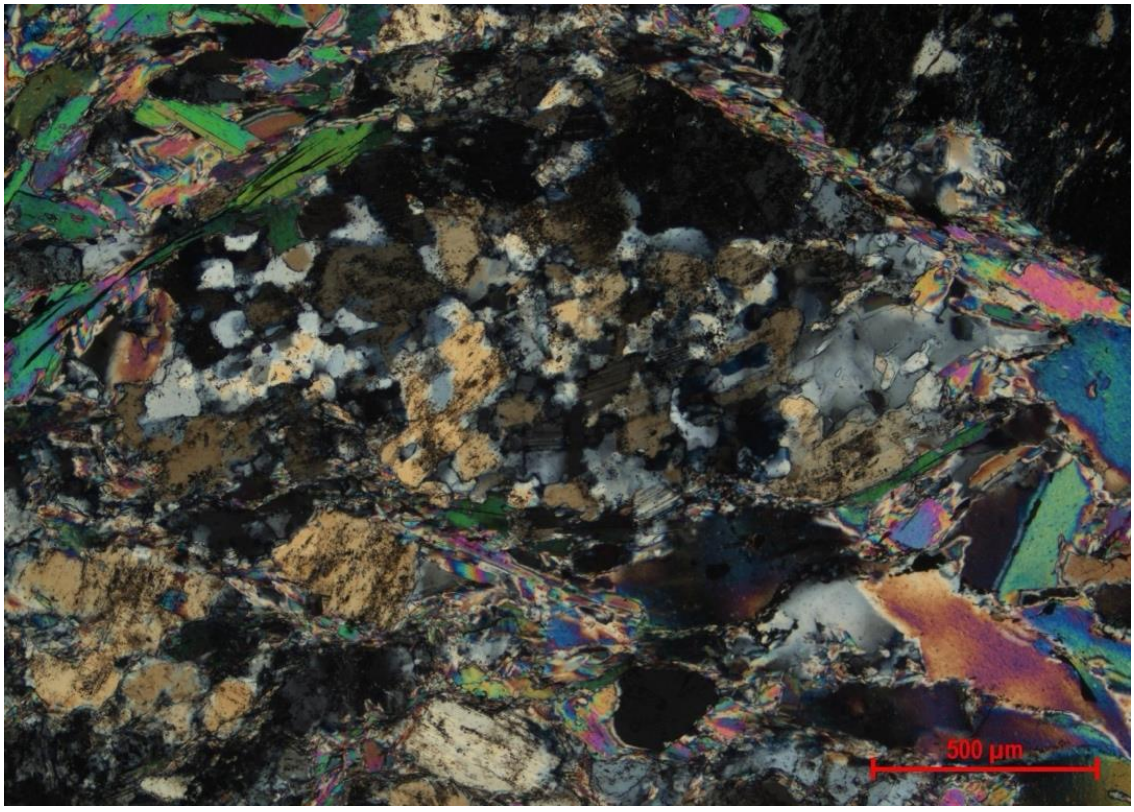


Figura 215 – Microfotografia de cristais de quartzo que substituíram os ocelos de feldspato, com palhetas de moscovite a rodear estes ocelos preenchidos por quartzo, desenhando aquilo que seria a textura ocelada prévia do granodiorito. NX.

O quartzo é abundante, e ocorre em cristais xenomorfos bastante deformados, salientando-se destes aspetos da deformação a extinção fortemente ondulante, os bordos indentados *(ver Figura 215)*. Ocorre uma segunda geração de quartzo límpido e de hábito anédrico, que substitui os diferentes minerais da matriz.

A moscovite é muito abundante, ocorrendo em duas gerações: uma primeira geração (Ms I) em cristais de grande dimensão, muito corroídos nos bordos e com evidências de deformação, tais como extinção ondulante e planos de clivagem encurvados *(Figura 216)*. Ocasionalmente exibe inclusões de apatite em cristais de pequena dimensão. Uma segunda geração de moscovite (Ms II) substitui minerais como a primeira geração de moscovite, o feldspato e a plagióclase, em grandes agregados e feixes de cristais de dimensão extremamente reduzida, que penetram fraturas em minerais da matriz e ocorrendo em golfos de corrosão destes minerais *(ver Figura 218)*. Nesta segunda geração de moscovite, os cristais encontram-se frequentemente orientados preferencialmente de modo coincidente com a fratura que preenchem, como se que marcando o sentido de circulação/movimentação do fluido envolvido num processo de deposição de moscovite através dos diferentes minerais e fraturas.

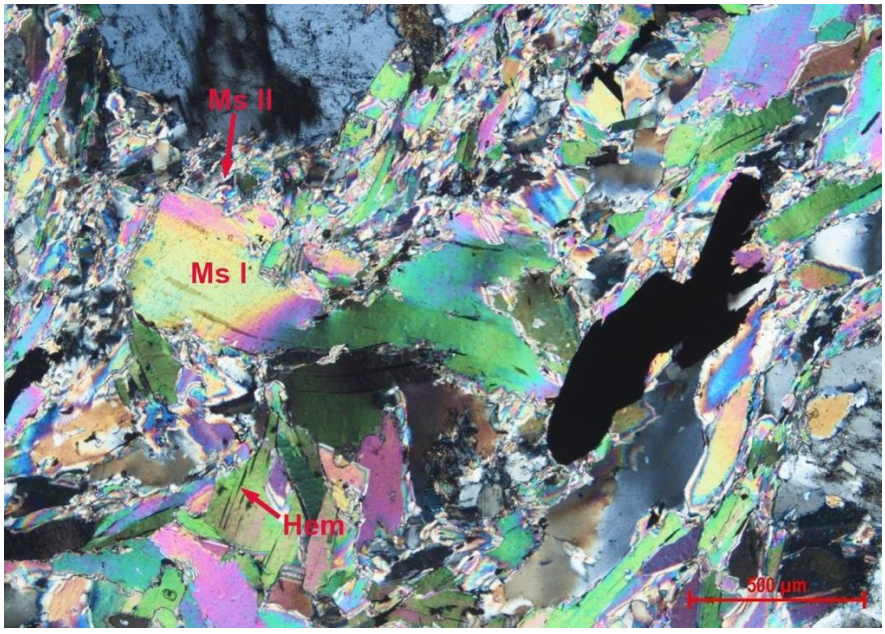


Figura 216 – Microfotografia onde se podem observar simultaneamente a moscovite primária (Ms I) em palhetas alongadas e encurvadas de grandes dimensões e com inclusões de hematite (Hem) ao longo dos planos de clivagem, e a moscovite tardia (Ms II) de grão fino a substituir diferentes minerais. NX.

O feldspato potássico, é muito raro, e ocorre em cristais muito mal conservados que não foram totalmente consumidos durante a alteração tardia *(Figura 217)*. Os cristais são anédricos e com geometria ocelada, mas com golfos de corrosão, bordos corroídos e fraturas preenchidos por quartzo e moscovite de grão fino, que a substituem. Contêm pequenas inclusões de moscovite e apatite. Muito raramente, exibem hábitos subédricos e com macla de Carlbad *(Figura 218)*.

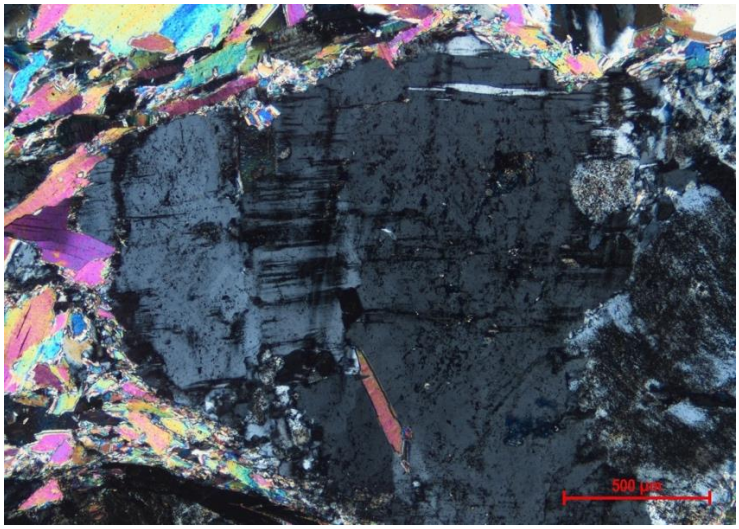


Figura 217 – Microfotografia de um cristal de microclina de geometria ocelada muito mal preservado. NX.

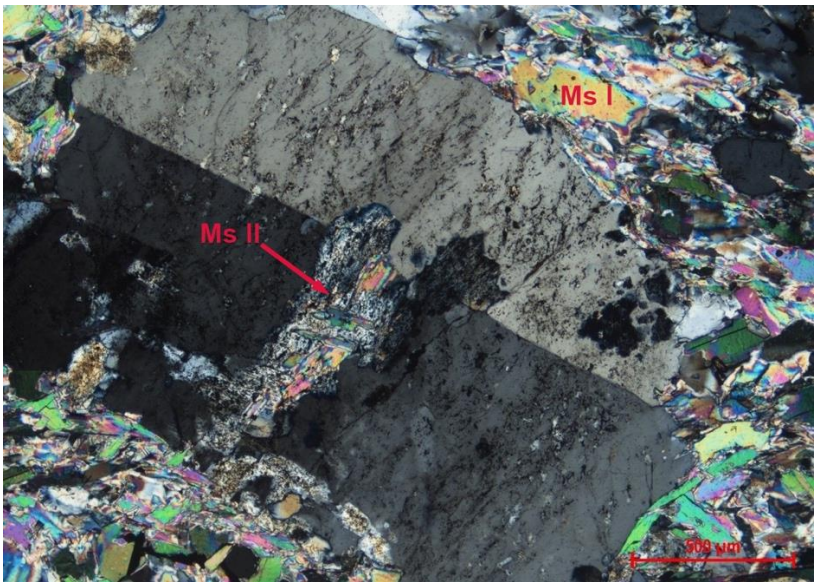


Figura 218 – Microfotografia de um cristal subédrico de feldspato potássico com macla de Carlsbad, com um golfo de corrosão preenchido por moscovite tardia (Ms II). NX.

A plagióclase, tal como o feldspato potássico, é muito rara, e da qual apenas se identificam ocasionalmente cristais anédricos muito mal preservados, que não foram totalmente substituídos, mas que exibem bordos muito disformes e muitos golfos de corrosão preenchidos com quartzo e moscovite de grão fino.

A apatite é incomum, destacando-se, contudo, entre os minerais acessórios, ocorrendo essencialmente como inclusão na moscovite de primeira geração, na plagióclase e nos feldspatos, sob a forma de cristais de pequena dimensão, muito frequentemente com geometrias arredondadas a circulares e corroídos parcialmente. Em análises SEM-EDS, os cristais de apatite revelaram conter múltiplas inclusões de zircão e monazite (Ce).

Os minerais opacos identificados correspondem à pirite e à hematite tardias, sendo estas últimas pouco comuns. A pirite ocorre em cristais subédricos a anédricos dispersos aleatoriamente na matriz, ou ocorre em pequenas fraturas e cavidades. A hematite foi observada a ocorrer preferencialmente associada à moscovite de primeira geração, na qual ocorre sobre a forma de cristais anédricos ou pequenos agregados que preenchem fraturas e cavidadas na moscovite ou dispersos ao longo dos planos de clivagem da mesma. Ocasionalmente, pode ser observada alteração da hematite para limonite.

4.2.8. Aplito

4.2.8.1. Modo de ocorrência

Tal como na amostra de "*greisen"*, foi igualmente possível estudar uma amostra de uma rocha leucocrata de grão fino. Em trabalhos anteriores de *Lécolle et al. (1981)*, *Noronha (1981)* e *Derré et al. (1982)*, dão conta da existência de pequenos filões e massas de aplitos e pegmatitos que ocorrem espacialmente associados às apófises de granodiorito. No que toca à amostra estudada trata-se de uma rocha de cor bege, de grão fino, e aparentemente isotrópica em termos texturais, quando observada à vista desarmada que designamos por "aplito" *(Figura 219)*. Alguns filonetes milimétricos a centimétricos de quartzo cinzento intersetam o aplito, exibindo algumas fendas tração.

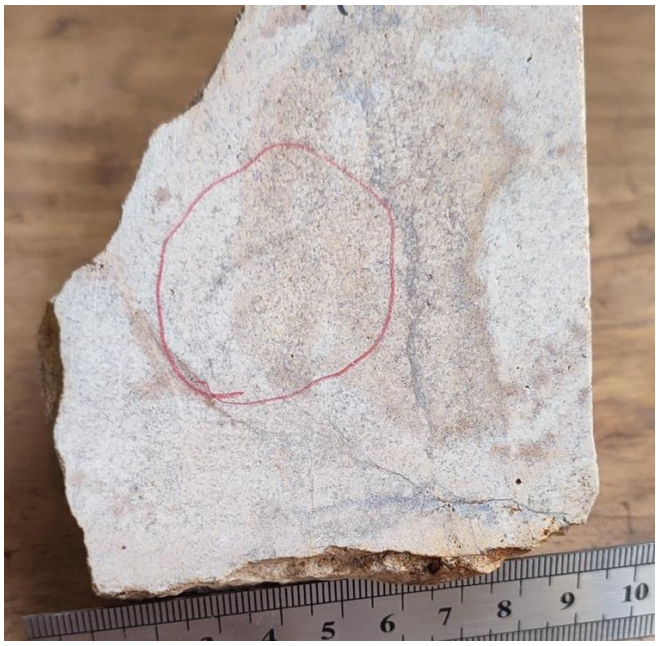


Figura 219 – Amostra do aplito de cor bege proveniente do jazigo de Murçós.

4.2.8.2. Petrografia

Os estudos petrográficos revelaram que se trata de uma rocha composta essencialmente por quartzo e albite, e com minerais acessórios como o feldspato, a moscovite e uma turmalina tardia.

O quartzo é o mineral mais abundante, ocorrendo em agregados de cristais recristalizados de pequenas dimensões, de hábito anédrico, e com extinção ondulante bordos suturados *(Figura 220)*.

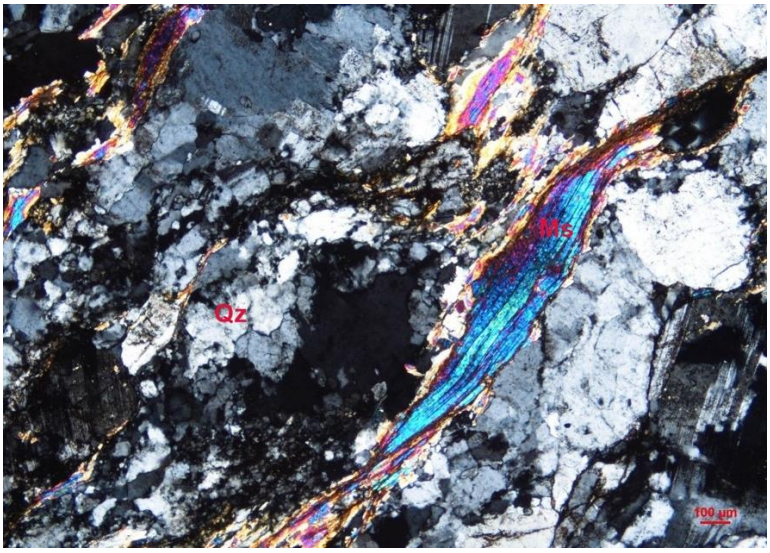


Figura 220 – Microfotografia do áspero geral do quartzo (Qz), onde se evidencia o aspeto ocelado, a extinção ondulante, os bordos indentados e a recristalização parcial. Note-se a moscovite (Ms) a ocorrer em palhetas alongadas e orientadas preferencialmente segundo a mesma direção que o quartzo. NX.

A plagioclase é a albite, em cristais anédricos deformados em geometrias oceladas *(Figura 221)* e exibindo por vezes sericitização. Contem, por vezes, inclusões de quartzo e moscovite.

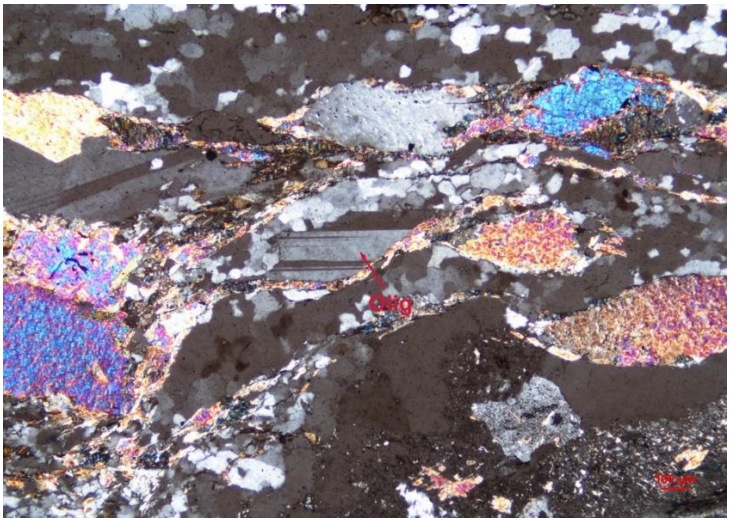


Figura 221 – Microfotografia de um cristal de plagióclase de pequena dimensão de geometria ocelada. NX.

A moscovite é a única mica representada e ocorre, tal como o feldspato potássico, como mineral acessório. Os cristais são dimensão reduzida, com hábito subédrico a anédrico,

encontrando preferencialmente orientados e que desenham uma lineação que envolve os agregados de cristais de quartzo *(ver Figura 221)*.

O feldspato potássico é a microclina, ocorrendo como mineral acessório sobre a forma de cristais subédricos a anédricos de dimensão reduzida que ocorrem sobretudo dispersos na matriz e envolvidos pela moscovite e pelo quartzo. A macla da microclina pode ser observada *(Figura 222)*, embora exista uma intensa sericitização de alguns dos cristais. Contêm frequentes inclusões de dimensão reduzida de minerais da matriz.

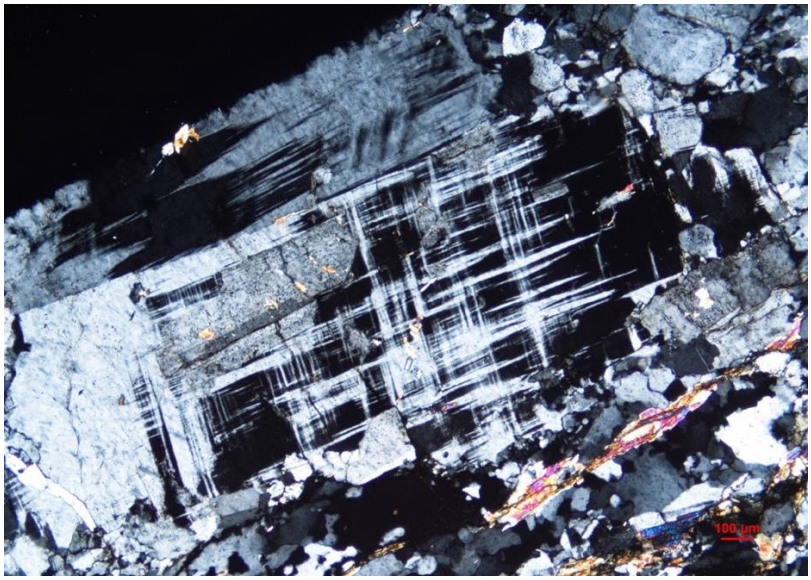


Figura 222 – Microfotografia de um cristal subédrico de microclina com macla polissintética bastante evidente. NX.

A turmalina é comum, surgindo essencialmente como pequenos cristais dispersos na matriz ou em agregados de alguns cristais. Exibe as mesmas características petrográficas que os restantes exemplos de turmalinas observadas nas diferentes amostras de Murçós, nomeadamente com as fendas de tração perpendiculares à direção de orientação preferencial dos cristais *(Figura 223)*.

Ocorrem ainda alguns opacos dispersos, e que correspondem essencialmente à hematite.

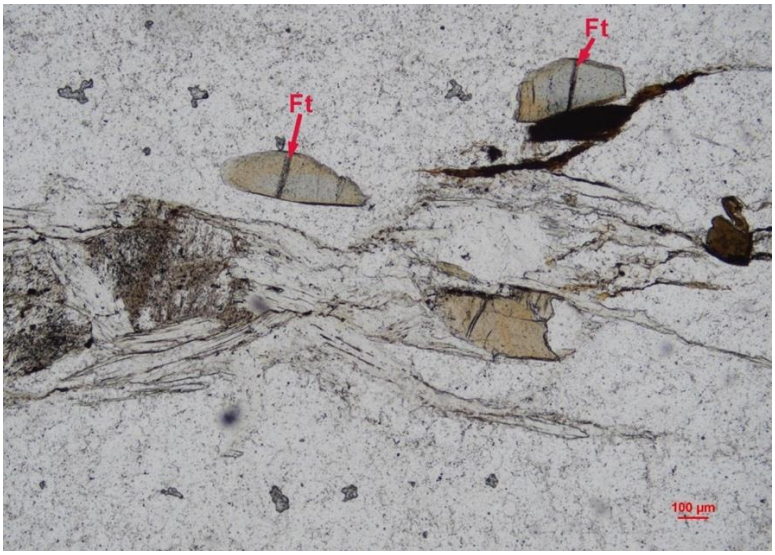


Figura 223 – Microfotografia de cristais subédricos de turmalina, orientados preferencialmente e exibindo fendas de tração (Ft) perpendiculares ao alinhamento dos cristais. N//.

4.2.9. Estruturas filonianas

No sector que abrange as antigas minas de Murçós as expressões de rochas filonianas, correspondem na sua grande maioria a filões quartzosos estéreis e mineralizados e também de aplitos.

4.2.10. Filões estéreis

No que toca aos filões estéreis, correspondem a filões de quartzo frequentemente associados à intensa rede de falhas e fraturas, e que são, em muitos casos, evidenciadas por filões de possança centimétrica a métrica e de extensão de vários metros. Embora possam ser identificadas várias orientações, as famílias de falhas dominantes possuem direção N-S e N20° a N30°E, em ambos casos posteriores a D3, já que cortam as estruturas desta fase e são gerados durante episódios de deformação frágil mais tardios, e que se encontram preenchidos por um quartzo branco muito maciço *(Figura 224)* mais raramente apresentando geodes milimétricos de cristais de quartzo euédricos perfeitamente desenvolvidos e por vezes recobertos por uma capa de óxidos de Fe *(Figura 225)*.

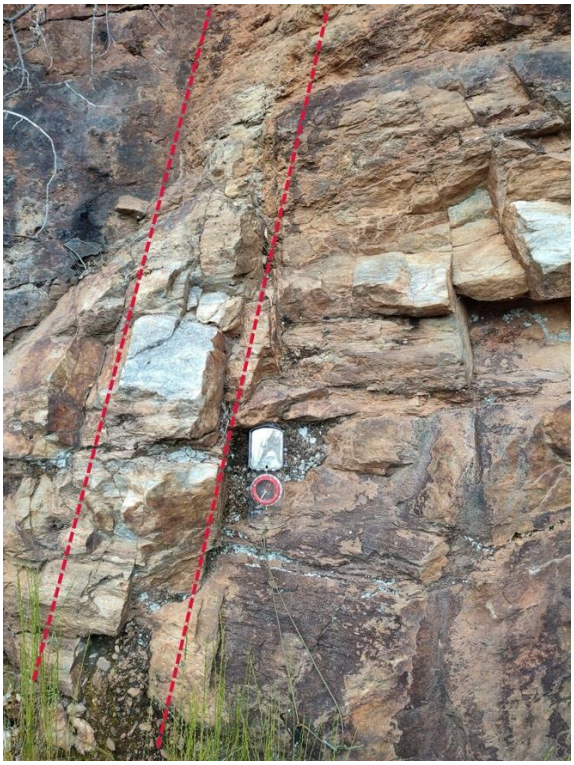


Figura 224 – Exemplo de um filão de quartzo leitoso subvertical de cerca de 30 cm de possança e com alguns metros de extensão, de direção N20°E a intersetar os metassedimentos na área da mina de Murçós.



Figura 225 – Amostra de mão de um grupo de cristais euédricos zonados e com uma capa de óxidos de Fe que podem ser encontrados em geodes nos filões de quartzo estéreis existentes na área da mina de Murçós.

4.2.11. Filões mineralizados

Os filões mineralizados são sub-horizontais possuem uma direção compreendida entre N110° a N130°E paralelos ao teto das apófises granodioriticas.

Quanto à rocha encaixante os filões raramente estão encaixados nos metassedimentos e todos mostram achatamento e cisalhamento importantes, e instalaram-se no granodiorito antes da deformação cisalhante que este sofreu e relacionada com a ZCLRM.

Durante o decorrer dos trabalhos de campo, e em consequência do acesso bastante limitado às cortas, devido quer à densa vegetação, quer à presença de lagoas, foram poucos os exemplos observáveis *in situ* de filões mineralizados em scheelite, tendo sido apenas possível observar alguns exemplos. Correspondem a filões de pequena possança e de encostos bastante regulares, e que não ultrapassam os 15 a 20 cm, mas que podem ter vários metros de extensão, e que são preenchidos por quartzo de cor cinzento a mais raramente branco-sujo, que é o mineral de ganga mais comum *(Figura 226)*, como estão instalados dominantemente nos granodioritos apresentam tal como estes efeitos da deformação cisalhante que se manifesta pela ocorrência de ocelos de Fk e no filão pelo estiramento dos minerais nele contidos *(Figura 227).*

Nos contactos dos filões com o granodiorito este está em geral metassomatizado e enriquecido em moscovite e turmalina, estando então a sua massa também mineralizada com scheelite e arsenopirite.

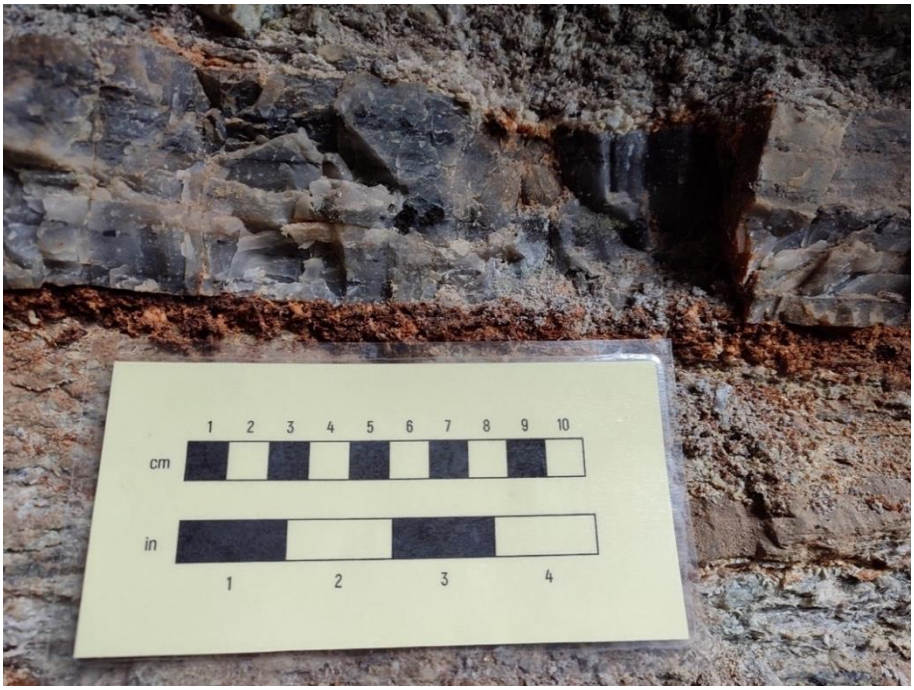


Figura 226 – Exemplo de um filão sub-horizontal, *in situ*, mineralizado em scheelite, onde se pode observar a fraca possança dos filões e o quartzo de cor cinzenta correspondente à ganga dominante. Note-se a presença de agregados ferruginosos nos encostos do filão, e que deverão corresponder a produtos de alteração dos sulfuretos.

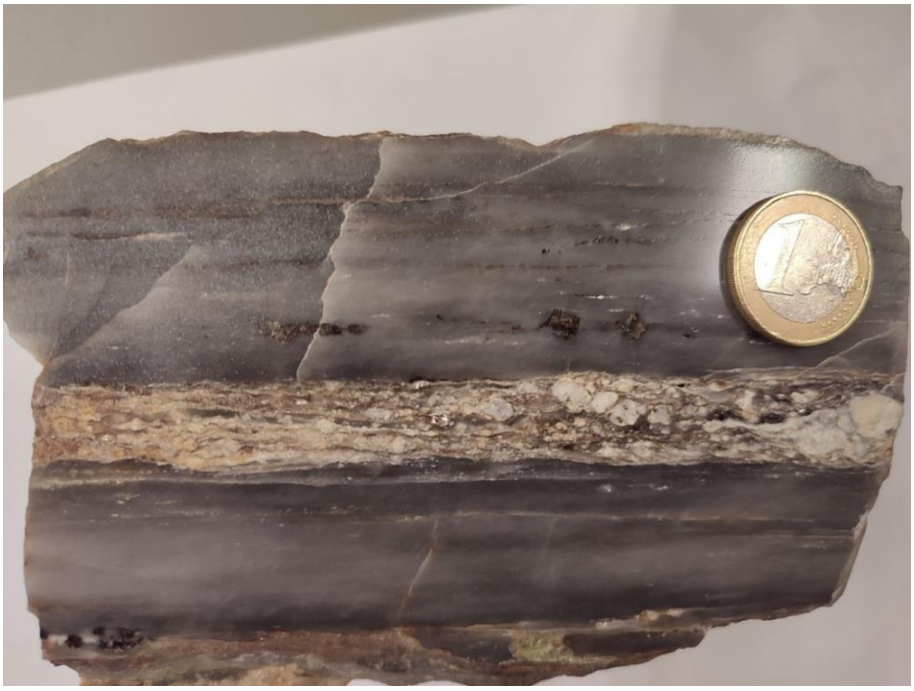


Figura 227 – Amostra de mão de uma amostra de um veio mineralizado em scheelite e que se instalou no granodiorito de Murçós, tal como testemunha a fina faixa de granodiorito fortemente orientado no centro da amostra.

4.2.12. Mineralogia

O modo de ocorrência, os aspetos texturais, bem como a mineralogia e associações minerais presentes foram realizados com base quer em observações realizadas no campo, quer durante os estudos petrográficos e recorrendo a outras metodologias analíticas aplicadas nas diferentes amostras, e sempre que pertinente fazendo referência a trabalhos anteriores de outros autores.

Nos filões podem ser reconhecidos três episódios principais de mineralização:

- um estádio inicial com óxidos e silicatos dominantes e arsenopirite, caracterizado pela deposição de quartzo, turmalina, scheelite e arsenopirite sendo a cassiterite, e a volframite raras;
- um estádio intermédio caracterizado pela precipitação de sulfuretos, nomeadamente pirite, calcopirite, esfalerite e galena;
- um estado tardio caracterizado pela deposição de quartzo, pirite.

À vista desarmada são distinguíveis, para além do quartzo, a turmalina, rara cassiterite e sulfuretos, sobretudo arsenopirite. A scheelite é distinguível nos filões à vista desarmada, mas com o auxílio de uma luz UV. Os minerais encontram-se alongados paralelamente a subparalelamente à direção dos filões, que como discutido anteriormente refletem deformação *(ver Figura 227).* O quartzo e outros minerais, encontram-se frequentemente muito fraturados e com fendas de tração verticais de direção compreendida entre N45° a N60°E, e, portanto, normais ao estiramento em b, preenchidas por uma geração de quartzo mais tardio, ao qual se associam a deposição de sulfuretos. As fendas de tração são também comuns noutros minerais como a scheelite, mas são também fáceis de observar na turmalina *(Figura 228)*. Dos sulfuretos distinguem-se essencialmente a pirite, a arsenopirite e a galena. Alguns filões exibem produtos de alteração dos sulfuretos nos encostos do filão com o encaixante, nomeadamente aglomerados terrosos de cor branca *(Figura 229)* e outros igualmente terrosos, mas de cor de ferrugem *(ver Figura 226)*, e que deverão corresponder em ambos os casos a produtos de alteração dos sulfuretos.

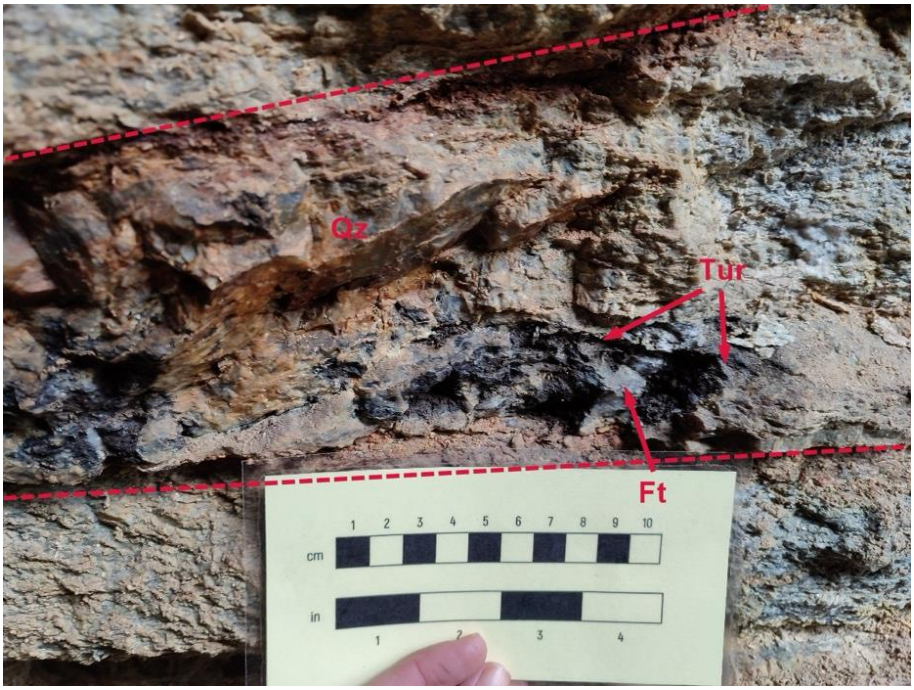


Figura 228 – Exemplo de um filão sub-horizontal quartzoso (Qz) mineralizado em scheelite com abundantes massas de turmalina (Tur) orientada preferencialmente segundo a direção de alongamento e com fendas de tração (Ft) centimétricas perpendiculares à direção de orientação dos cristais.

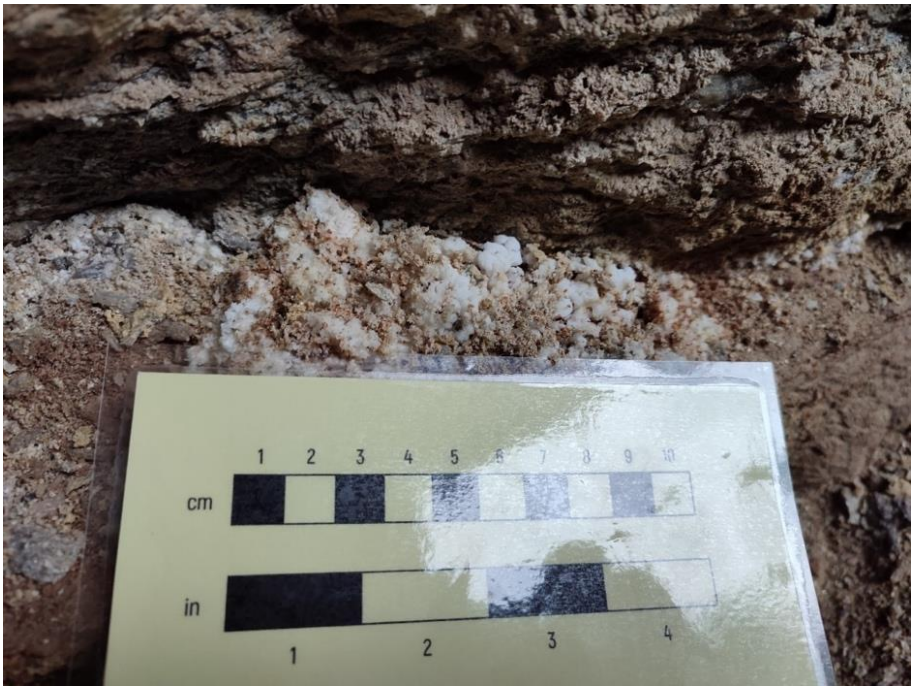


Figura 229 – Exemplo de um agregado terroso de cor branca a ocorrer no encosto de um filão mineralizado e que deverá corresponder a um produto de alteração dos sulfuretos.

Na *Tabela 3*, pode ser encontrada uma síntese das mineralogias, abundância relativa, modo de ocorrência e particularidades texturais dos minerais identificados nos

filões/veios tungstíferos de Murçós, associados à deposição da scheelite, da cassiterite, e dos eventos de mineralização mais tardias com sulfuretos.

As descrições da mineralogia dos veios mineralizados de Murçós, foram elaboradas com base nas observações de campo, estudo petrográficas e metalográfico de diferentes secções polidas e lâminas, bem como análises de SEM-EDS, catodoluminescência e microespectroscopia Raman.

Espécie Mineral	Abundância	Hábito	Dimensão	Relações de contato
Quartzo IA	Muito abundante	Anédrico	Fino a grosseiro	A rodear a Sch e outros minerais
Quartzo IB	Abundante	Anédrico	Fino	A rodear o QzIA
Moscovite	Raro	Subédrico a anédrico	Médio	Dispersa na ganga
Scheelite	Comum	Euédrico a subédrico	Fino a médio	No seio do QzI
Cassiterite	Incomum	Euédrico a subédrico	Fino a médio	No seio no QzIA
Turmalina	Muito abundante	Euédrico a subédrico	Fino a grosseiro	Associada ao QzIA
Arsenopirite	Abundante	Subédrico a Anédrico	Fino a médio	Associada ao QzIA e Sch
Apatite	Muito raro	Euédrico a subédrico	Fino	Associada à moscovite
Esfalerite	Incomum	Subédrico a anédrico	Fino a grosseiro	Associada à moscovite
Calcopirite	Raro	Euédrico a subédrico	Fino	Incluso na esfalerite
Pirite I	Comum	Euédrico a subédrico	Fino	Com QzIIA e a substituir a Aspy
Pirite II	Incomum	Subédrico a anédrico	Fino	Associada ao QzIIB
Galena	Incomum	Subédrico a anédrico	Fino	Associada à esfalerite e pirite
Quartzo IIA	Comum	Euédrico a subédrico	Fino a médio	Em fendas de tração
Quartzo IIB	Incomum	Anédrico	Fino	Em fendas de tração e fraturas
Pirrotite	Muito raro	Subédrico	Fino	Incluso na pirite
Bismutinite	Rara	Anédrico	Fino	Incluso na pirite
Óxidos de Fe	Comum	Anédrico	Fino	Em fraturas em diferentes minerais

Tabela 3 – Síntese da mineralogia associada à deposição da cassiterite, observada nos veios estaníferos de Ervedosa. *Aspy – Arsenopirite; Cst – Cassiterite; Py – Pirite; Qz – Quartzo.*

4.2.12.1. Primeiro Episódio

4.2.12.1.1. Quartzo

O quartzo é o mineral da ganga mais comum e abundante, apresentando-se macroscopicamente como um quartzo maciço de cor cinzenta a branco-sujo e que exibe com muita frequência estrias, com azimutes medidos medidas no campo que variam entre 16° → N110°E e 14° → N130°E, e, portanto, subparalelas ao azimute dos eixos de dobras D3 observadas (24° → N130°E).

O estudo petrográfico das amostras dos veios mineralizados revelou que o quartzo contemporâneo da deposição da scheelite (neste trabalho é designado por QzIA), foi dinamicamente recristalizado para um quartzo de grão fino a muito fino (neste trabalho designado QzIB), com textura em mosaico e que rodeia cristais de QzIA de maiores dimensões que não foram totalmente recristalizados *(Figura 230).* O QzIA é anédrico, encontrando-se alongado segundo a direção do cisalhamento, exibindo bordos indentados, extinção ondulante e recristalização progressiva, especialmente nos bordos dos cristais. O QzIB é igualmente anédrico, diferindo apenas do QzIA na geometria mais arredondada dos pequenos cristais e na dimensão dos mesmos. O estudo em catodoluminescência do QzIA e QzIB revelaram não só que ambos os quartzos exibem cores de luminescência diferentes, e completamente distintas da cor da luminescência de gerações de quartzo mais tardias, sendo ainda observável a textura do QzIA recristalizado em QzIB com textura em mosaico. O QzIA surge em cristais de geometria ocelada, com luminescência situada entre o rosa-velho e o lilás-azulado, rodeado por cristais de QzIB de luminescência entre o castanho e castanho-amarelado.

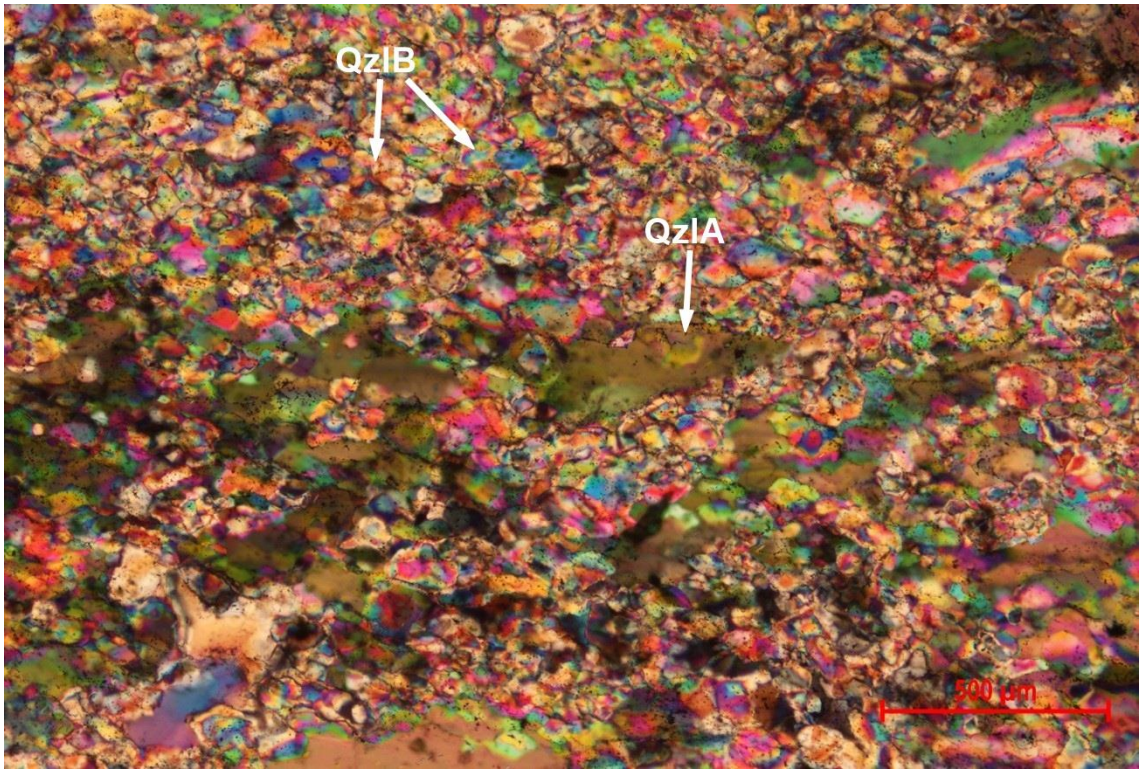


Figura 230 – Microfotografia do aspeto geral do quartzo IA (QzIA) recristalizado para quartzo IB.

4.2.12.1.2. Scheelite

A scheelite é comum, ocorrendo sobre a forma de cristais subédricos milimétricos a centimétricos bem desenvolvidos, surgindo ora isolados no quartzo ora em pequenos aglomerados de alguns cristais, e exibindo a característica fluorescência azul vibrante *(Figura 231)*. A cor azul vibrante dá desde logo uma indicação de uma composição mais rica em W face a Mo, que se aproxima da composição ideal da scheelite, e não da powelite, pois quando as scheelites têm uma composição próxima da deste membro, exibem fluorescência amarela a verde-amarelada *(Coles, 2013)*. Os cristais encontram-se frequentemente muito fraturados e orientados preferencialmente segundo a direção geral de alongamento, com extinção ondulante e com fendas de tração preenchidas por quartzo (QzIIA) *(Figuras 232 a 234),* este igualmente exibindo extinção ondulante. A maioria dos cristais apresenta um aspeto muito turvo, em consequência da intensa fracturação. Alguns cristais, especialmente os de dimensão mais reduzida, podem exibir uma geometria ocelada *(Figura 235)*. Foram ainda notadas algumas diminutas impregnações de scheelite no granodiorito de Murçós e no encaixante metassedimentar.

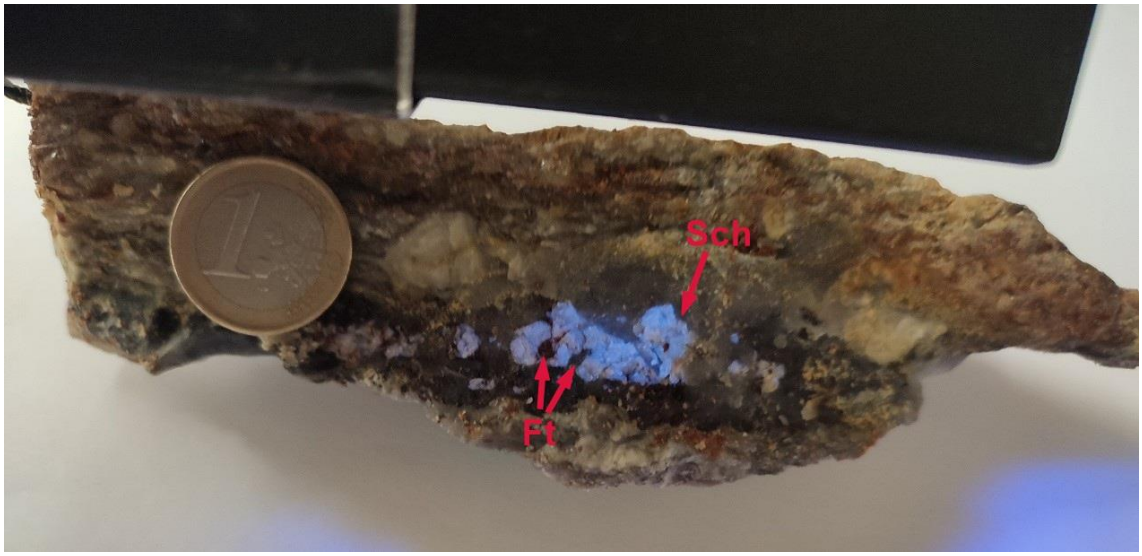


Figura 231 – Amostra de um veio de possança centimétrica mineralizado em scheelite (Sch) com fluorescência azul intenso e exibindo fendas de tração (Ft) subverticais e perpendiculares à direção de alongamento dos cristais.

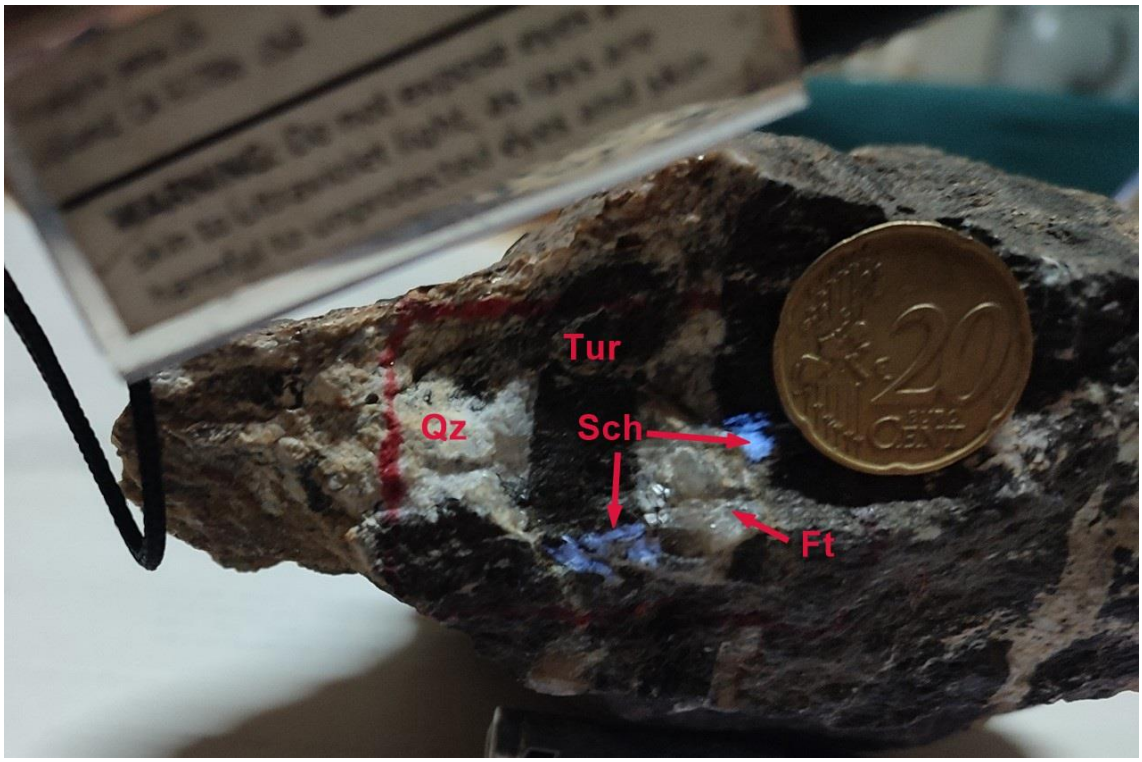


Figura 232 – Amostra de um veio mineralizado em scheelite (Sch) onde se observam fendas de tração (Ft) preenchidas com quartzo (Qz), e que afetam os diferentes minerais dos veios como a turmalina (Tur).

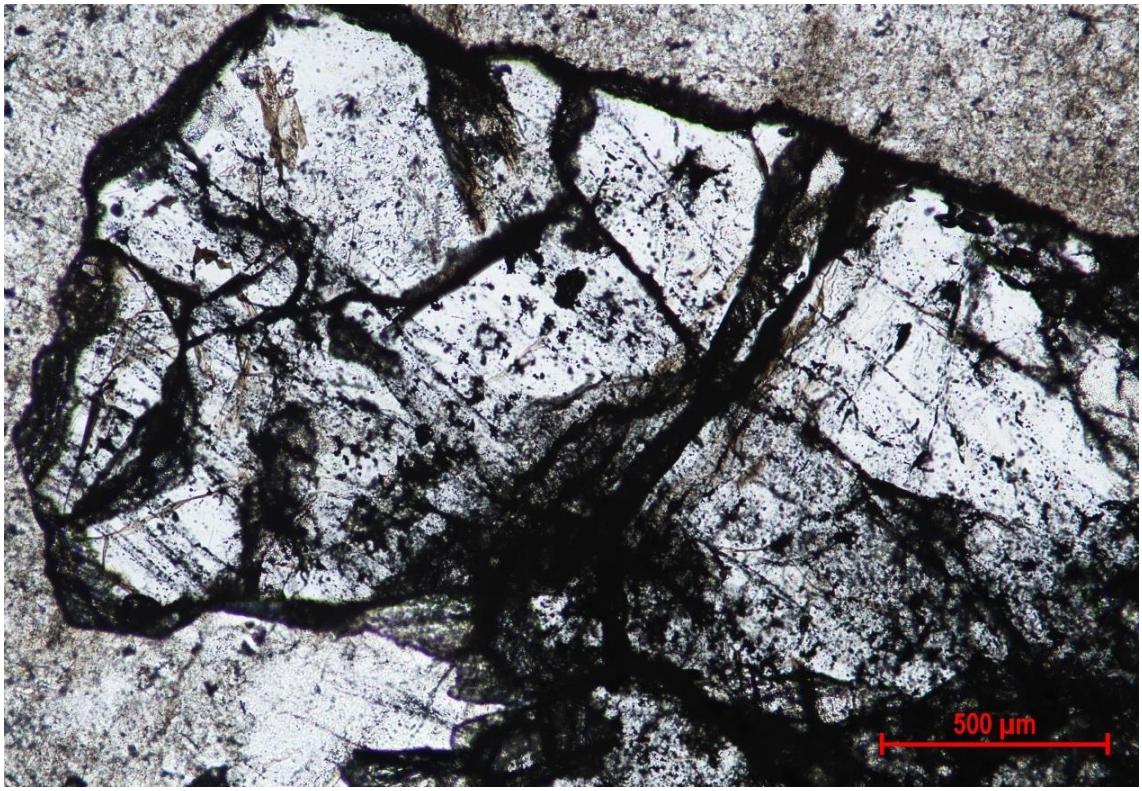


Figura 233 – Microfotografia de um cristal subédrico de scheelite muito fraturado e ocorrendo segundo a direção preferencial de alongamento. N//.

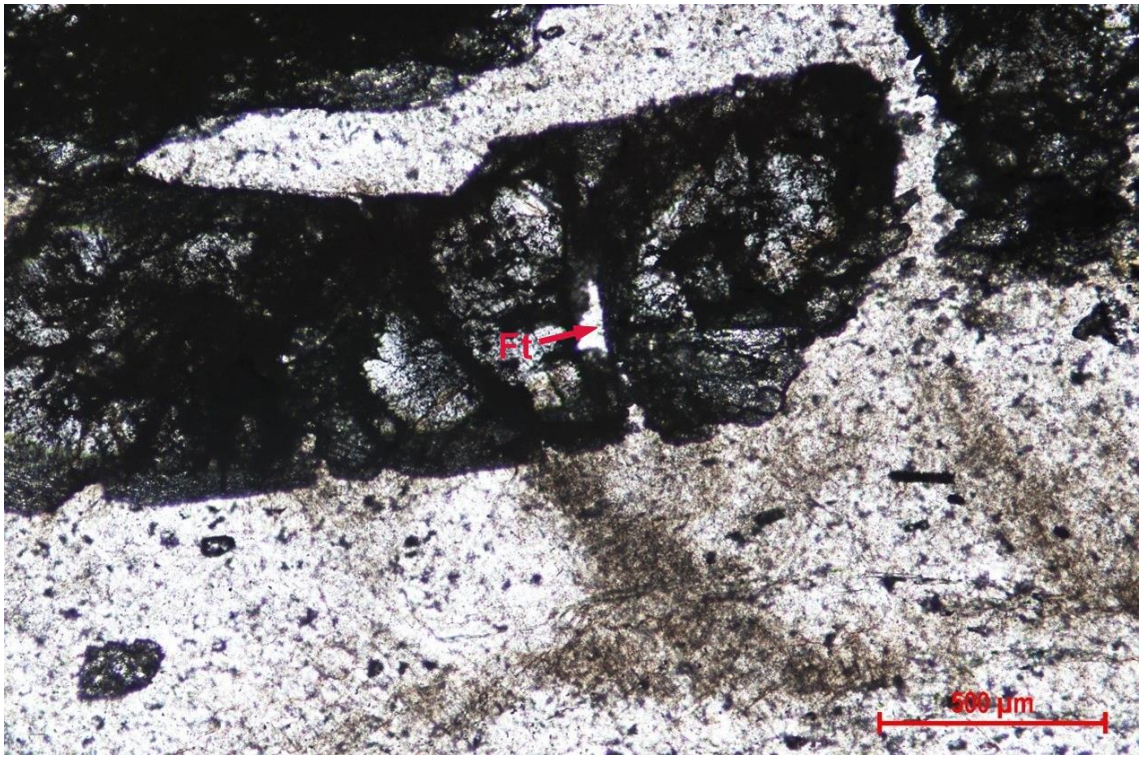


Figura 234 – Microfotografia de um cristal subédrico de scheelite alongado e com fendas de tração (Ft) preenchidas com quartzo. N//.

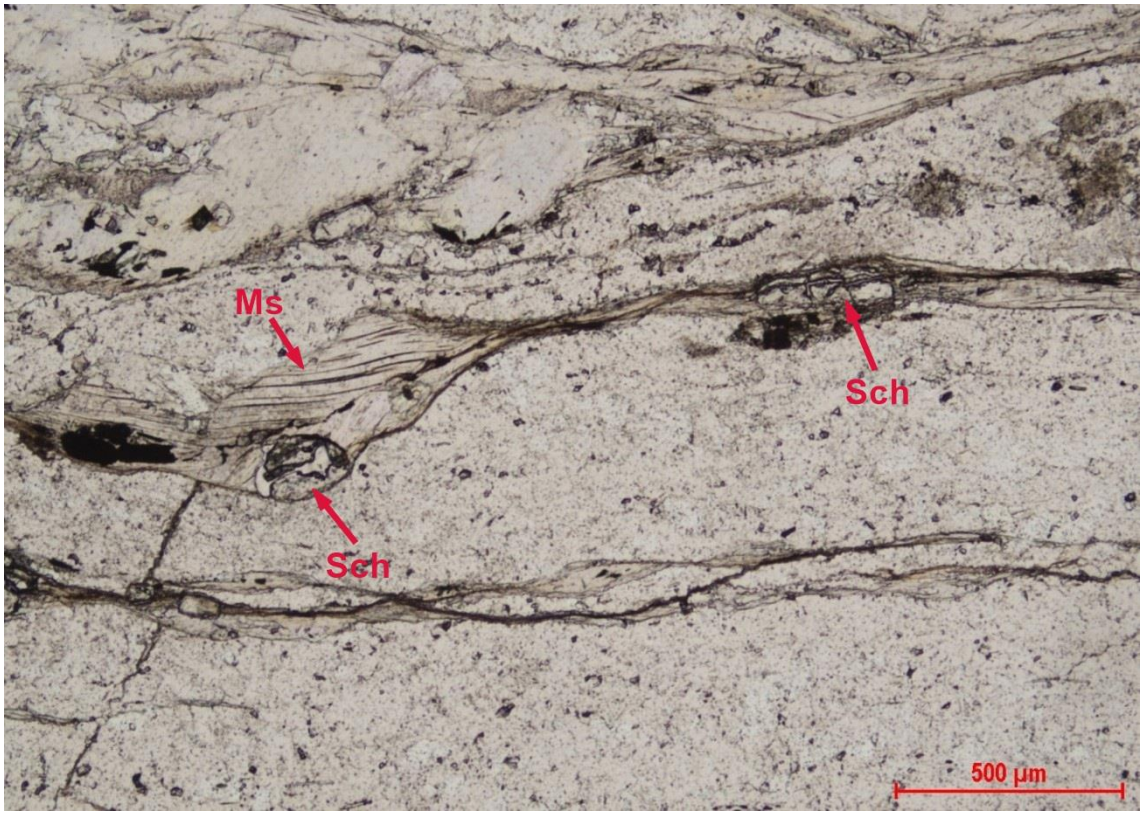


Figura 235 – Microfotografia de dois pequenos cristais de scheelite (Sch) de geometria ocelada. N//.

4.2.12.1.3. Turmalina

A turmalina é extremamente comum, ocorrendo desde a escala macroscópica, com cristais alongados que podem atingir vários centímetros *(Figura 236)*, até cristais de dimensão microscópica, e ocorrendo com geometrias diversas, sobretudo em arredondadas ou cristais de hábito prismático bem desenvolvidos, frequentemente orientada preferencialmente segundo a direção geral de alongamento (*Figura 237*). Corresponde a uma turmalina de um modo geral com um tom castanho, sobretudo no bordo e verde-claro no núcleo dos cristais. Os bordos castanhos exibem um pleocroísmo fraco que varia entre ω=castanho a ε= castanho-escuro, enquanto os núcleos exibem pleocroísmo mais intenso, que varia entre ω=verde-claro e ε=verde-escuro, a mais raramente azul-violáceo. Apresenta muito frequentemente fendas de tração *(Figura 238)*, preenchidas por quartzo tardio e ocasionalmente opacos como óxidos de Fe e sulfuretos. A precipitação de turmalina, consequência de intensa atividade de fluidos ricos em Boro, é de tal forma expressiva em Murçós, que é comum observar a ocorrência de turmalinitos.



Figura 236 – Fragmento de possança métrica de um veio mineralizado em scheelite e onde se podem observar diferentes massas centimétricas de turmalina (Tur), orientada preferencialmente segundo a direção geral de alongamento.

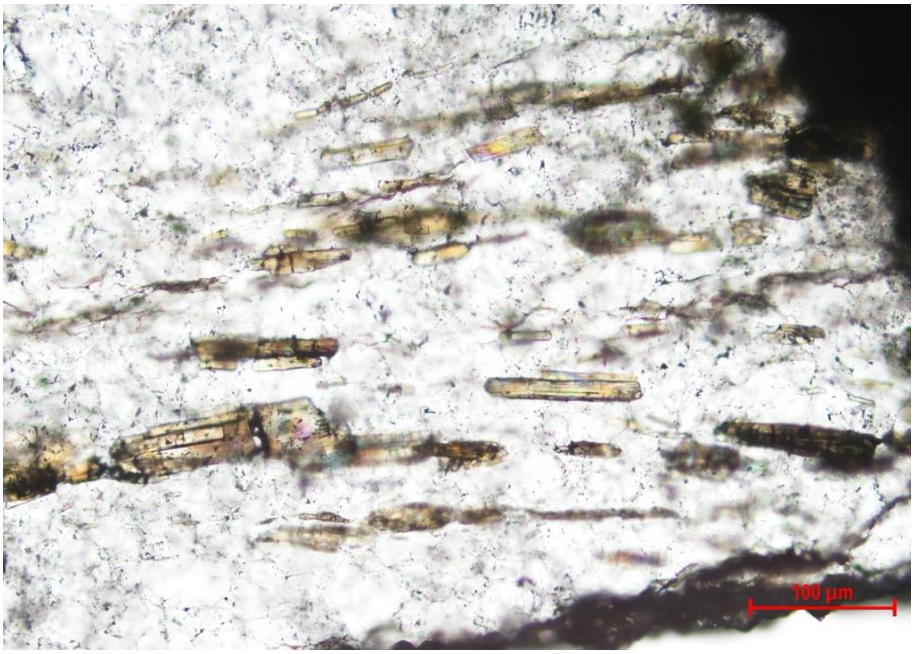


Figura 237 – Microfotografia de diversos cristais prismáticos de turmalina orientados de modo preferencial. N//.

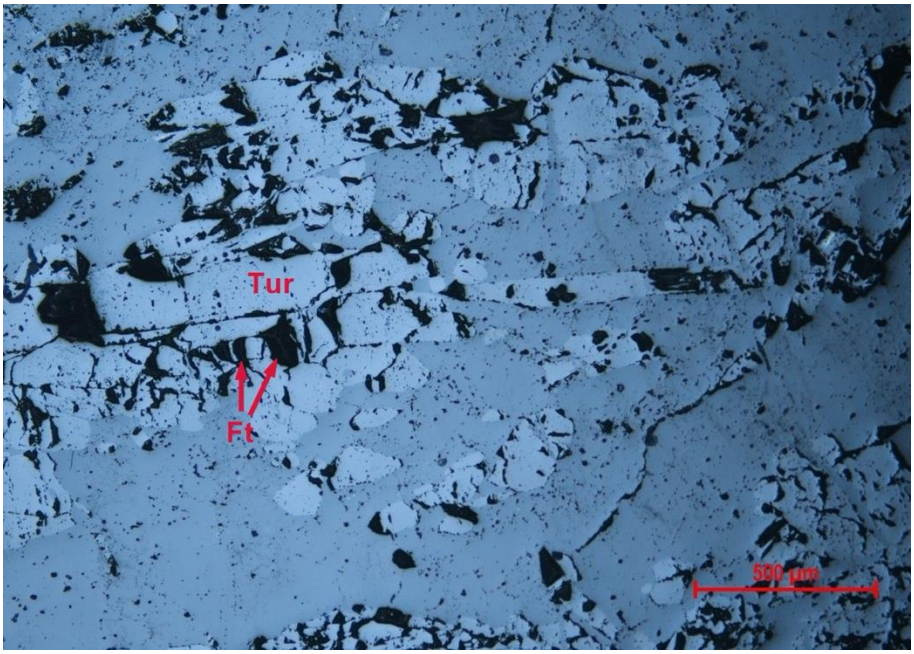


Figura 238 – Microfotografia de diferentes cristais de turmalina (Tur) com múltiplas fendas de tração (Ft). LR.

4.2.12.1.4. Cassiterite

A cassiterite é incomum, e bastante menos abundante que a scheelite. Ocorre sobretudo em cristais subédricos a anédricos de pequena dimensão, que não ultrapassam alguns milímetros a centímetros *(Figura 239)*, encontrando-se muito fraturada e deformada, e frequentemente orientada preferencialmente segundo a direção geral de alongamento *(Figura 240)*. Exibe as mesmas características petrográficas que a cassiterite que ocorre no leucogranito. As análises de SEM-EDS levadas a cabo em amostras contendo cassiterite mostram uma cassiterite com composição uniforme, pontualmente perturbada por impurezas e com fendas de tração preenchidas por quartzo *(Figura 241)*.

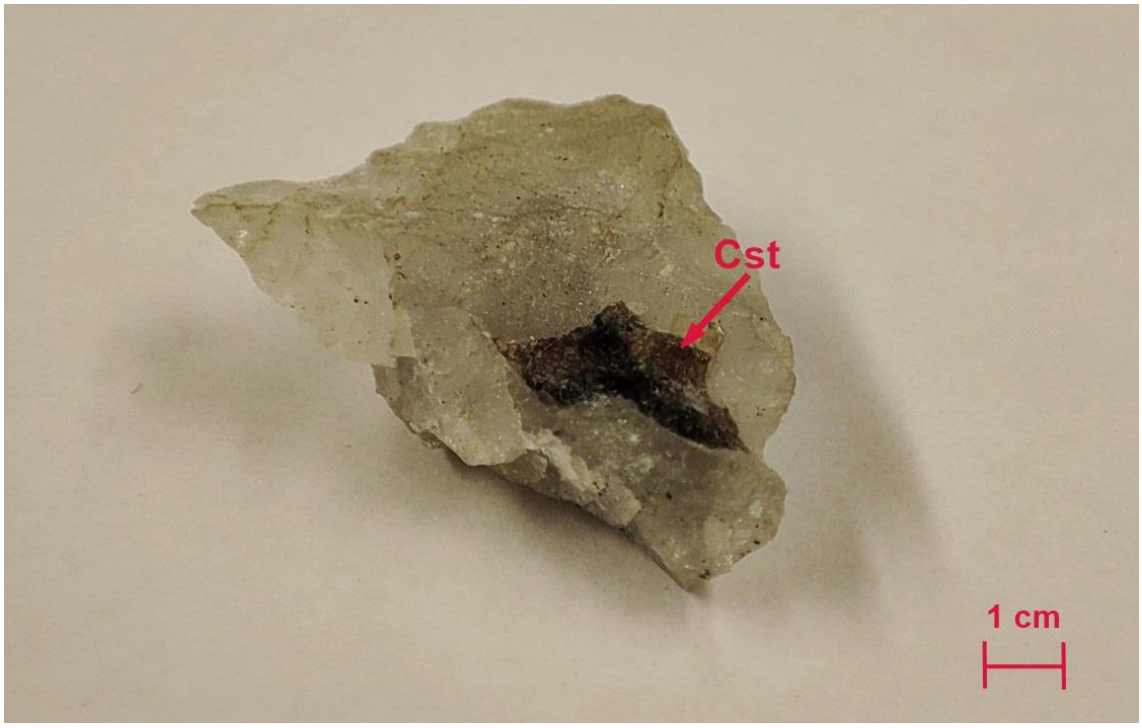


Figura 239 – Amostra de um pequeno cristal anédrico de cassiterite (Cst) a ocorrer associada ao quartzo.

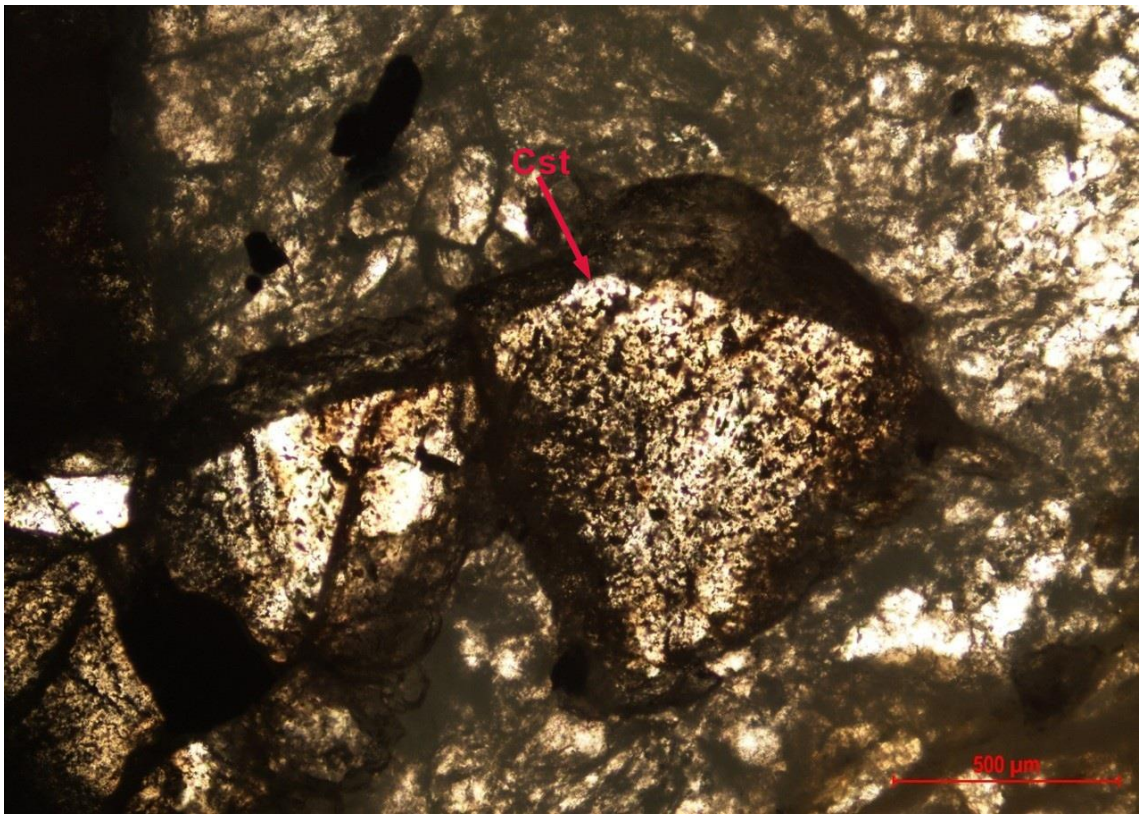


Figura 240 – Microfotografia de um cristal subédrico de cassiterite (Cst) orientado preferencialmente segundo a direção geral de alongamento. N//.

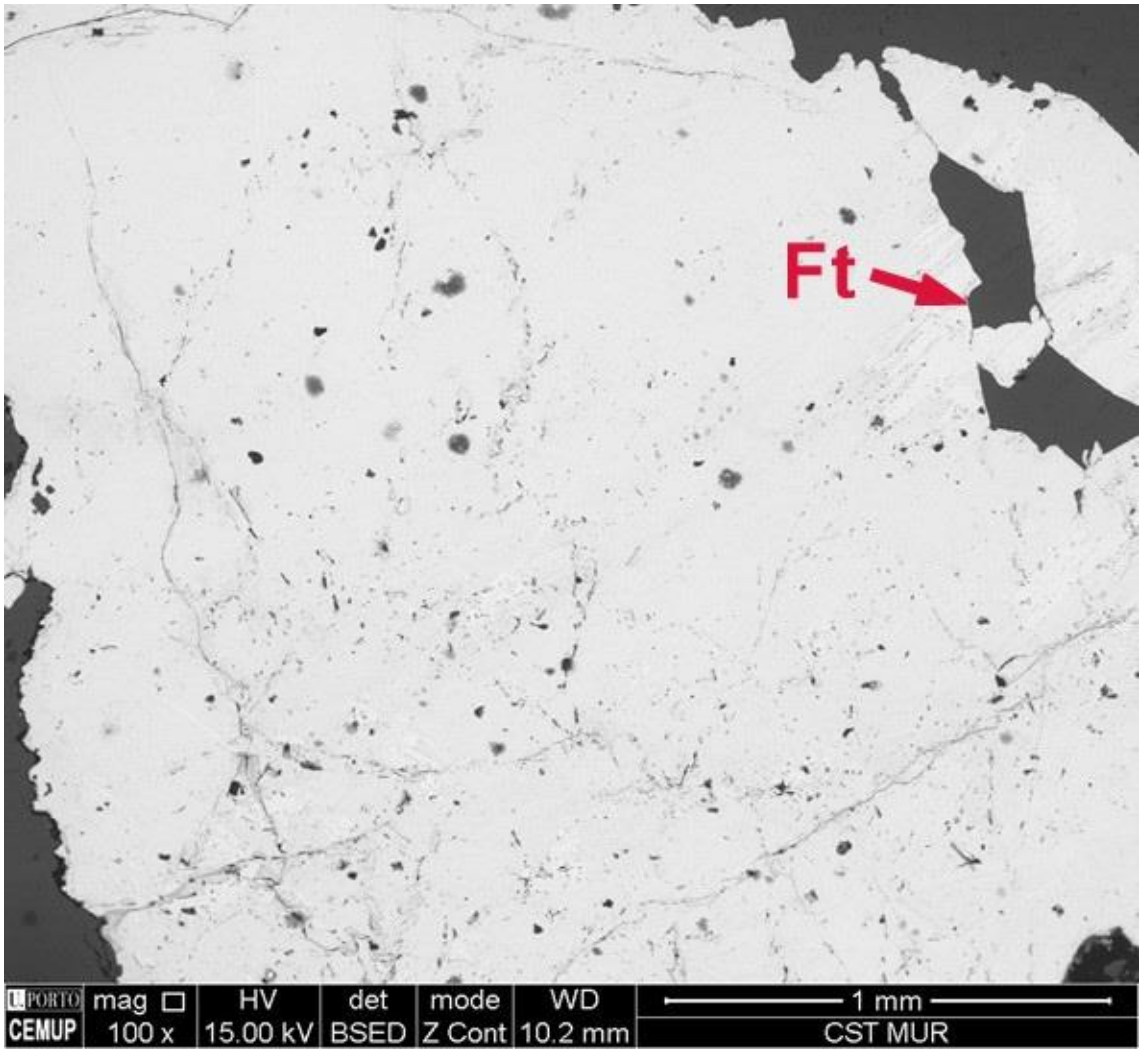


Figura 241 – Imagem BSE do aspeto da cassiterite dos veios de Murçós, onde se destacam algumas impurezas dispersas e fendas de tração (Ft) preenchidas com quartzo.

4.2.12.1.5. Moscovite

A moscovite é incomum, surgindo quase sempre associada ao quartzo, sob a forma de pequenas palhetas subédricas a anédricas alongadas preferencialmente segundo a direção geral de alongamento *(Figura 242).*

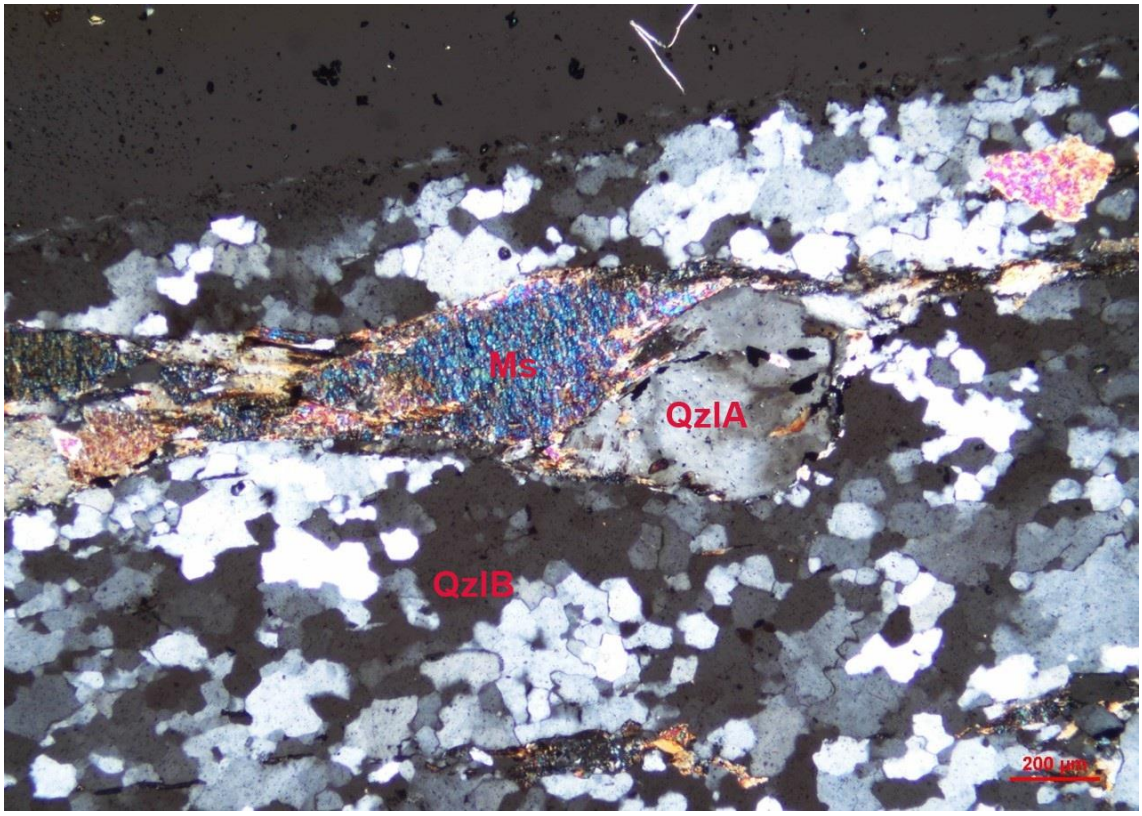


Figura 242 – Microfotografia onde podem ser observadas alguma palhetas alongadas de moscovite (Ms) associadas ao QzIA e QzIB.

A arsenopirite é comum, ocorrendo nos filões mineralizados sobre a forma de cristais centimétricos a milimétricos pouco desenvolvidos, frequentemente de hábito subédrico a anédrico, dispersos na ganga quartzosa, mas também associada à scheelite. Não raras vezes denota-se que os cristais se encontram deformados e alongados segundo a direção geral de alongamento *(Figura 243)*. O estudo de secções polidas em luz refletida revelou que ocorre sobretudo em cristais anédricos muito fraturados e deformados, e com fendas de tração preenchidas por quartzo e sulfuretos como a pirite *(Figura 244).*

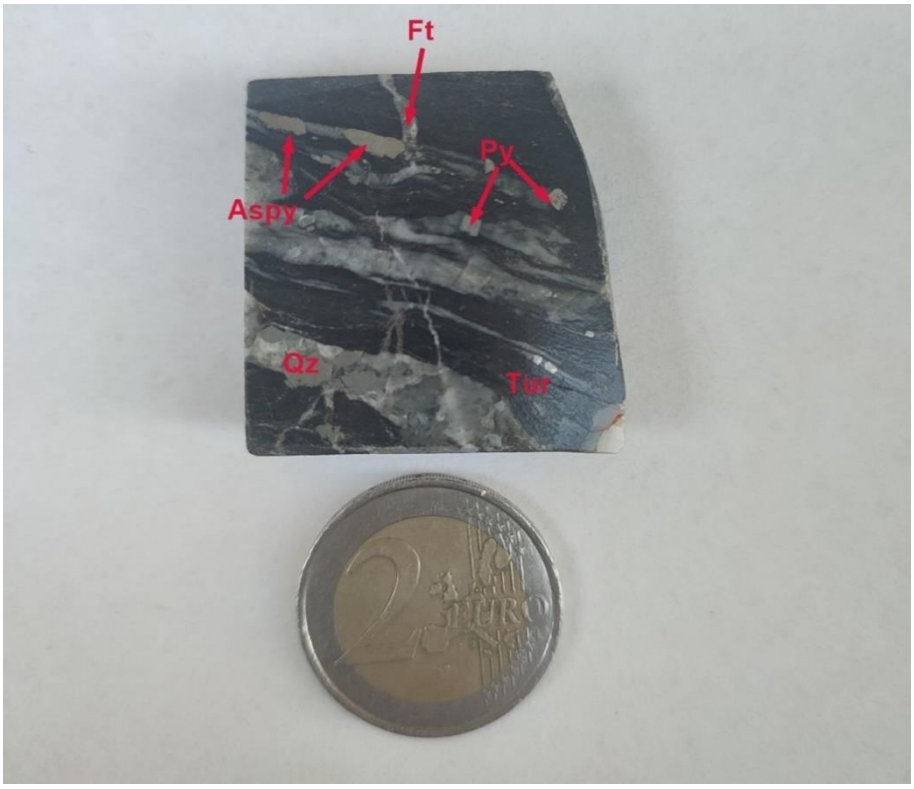


Figura 243 – Amostra de um veio mineralizado em scheelite onde se observam o quartzo (Qz), a turmalina (Tur) a arsenopirite (Aspy) orientados segundo a direção geral de alongamento, ocorrendo fendas de tração (Ft) perpendiculares a esta direção preenchidas com quartzo e sulfuretos como a pirite (Py).

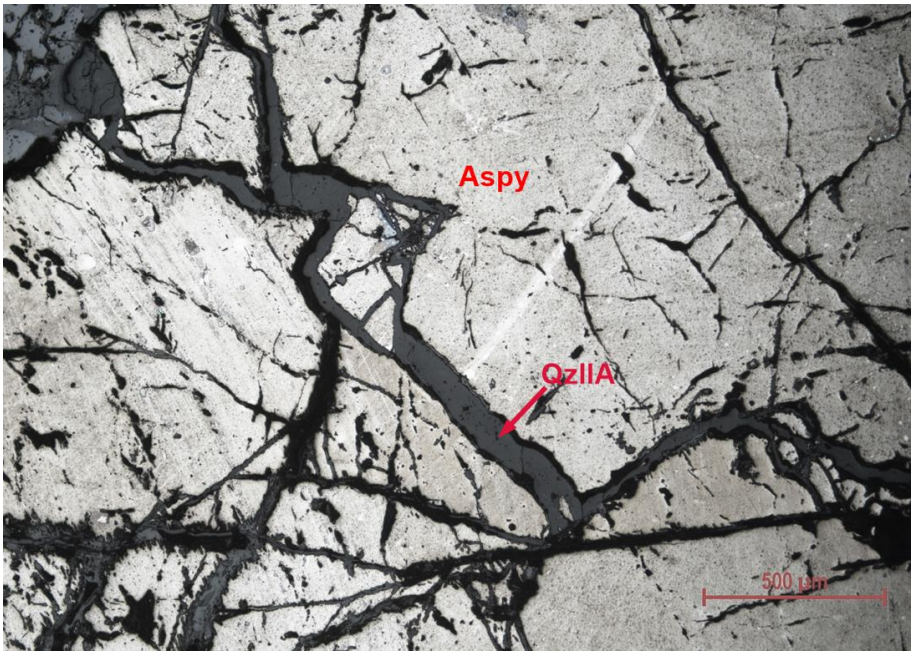


Figura 244 – Microfotografia de um cristal anédrico de arsenopirite (Aspy) muito fraturado e com fendas de tração preenchidas com quartzo IIA (QzIIA). LR.

4.2.12.2. Estádio Intermédio

O estádio intermédio é principalmente caracterizado pela deposição dos sulfuretos, a sequência inicia-se com a abertura das fendas de tração verticais de direção compreendida entre N45° a N60°E, nas quais se depositaram o quartzo e os sulfuretos associados. Tal como referido anteriormente, estas fendas de tração são comuns a todas as mineralogias contemporâneas da deposição da scheelite. Dentro da paragénese deste episódio de deposição de sulfuretos, encontram-se o quartzo, a pirite, a esfalerite, a calcopirite, a galena e a pirrotite.

O quartzo ocorre em duas gerações:

(1) uma geração de quartzo límpido (aqui designado por Quartzo IIA), que ocorre em fendas de tração centimétricas a micrométricas sensivelmente perpendiculares à direção de alongamento de minerais da paragénese da scheelite, tais como o quartzo, turmalina, a microclina e na própria scheelite. Este quartzo ocorre quer em cristais que variam desde euédricos a anédricos a preencher pequenas fendas de tração *(Figura 246).* Nestes cristais mais desenvolvidos, são comuns os zonamentos, sendo este zonamento marcado por bandas e zonas de elevada densidade de inclusões fluidas (IF) e áreas límpidas com raras IF. Em catodoluminescência exibe uma cor azul intenso, que torna esta geração de quartzo distinguível das anteriores *(Figura 245)*.

(2) uma segunda geração de quartzo, límpido a leitoso, de hábito anédrico (aqui designado Quartzo IIB), algo raro de ser encontrado nas amostras estudadas, e ao qual se associa a deposição de pirite II. Ocorre sobretudo em fendas de tração e/ou em fraturas nos diferentes minerais presentes associado ao QzIIA *(Figura 247),* geralmente em cristais anédricos de dimensão muito reduzida, podendo ocorrer em conjunto com o Quartzo IIA ou isolado num outro mineral.

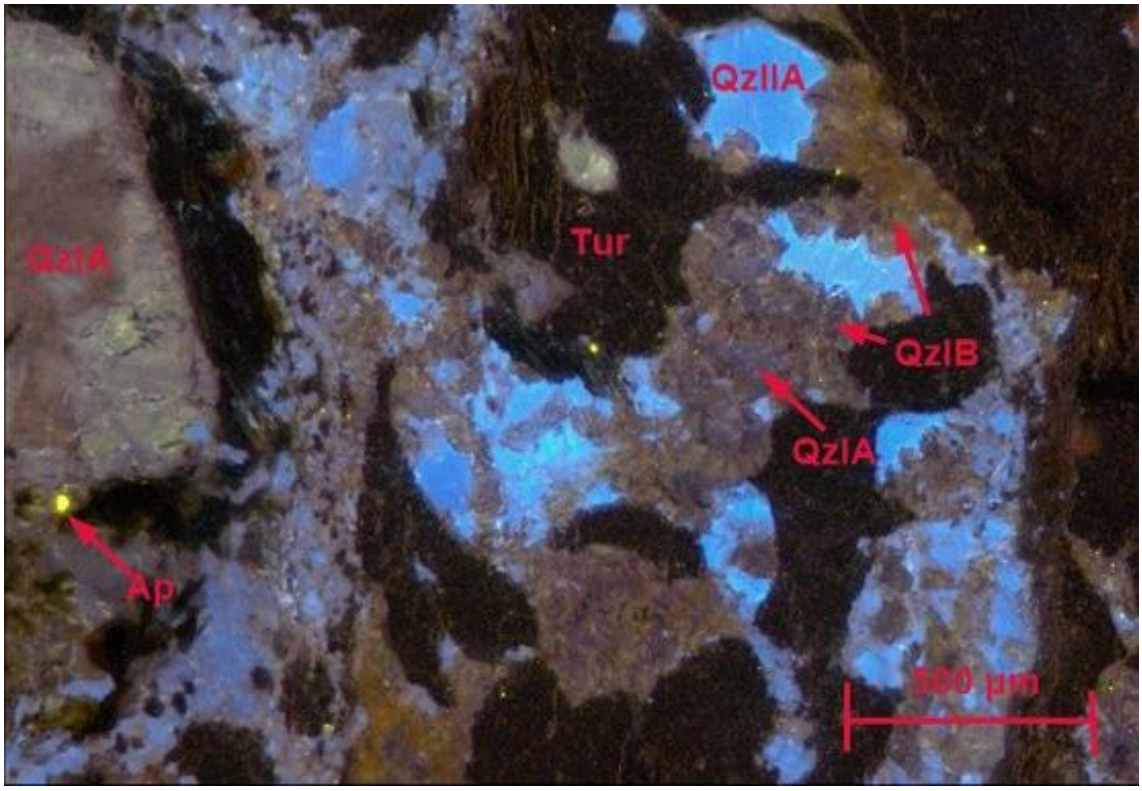


Figura 245 – Microfotografia em catodoluminescência evidenciando a luminescência e textura do QzIA e do QzIB que foram frequentemente observadas. O quartzo mais tardio que preenche fendas de tração (QzIIA) exibe uma luminescência azul intenso contratante com os casos anteriores. Observam-se ainda nesta imagem alguns cristais de apatite (Ap) de dimensão muito pequena e luminescência amarela associados ao QzIA e QzIB e à turmalina (Tur).

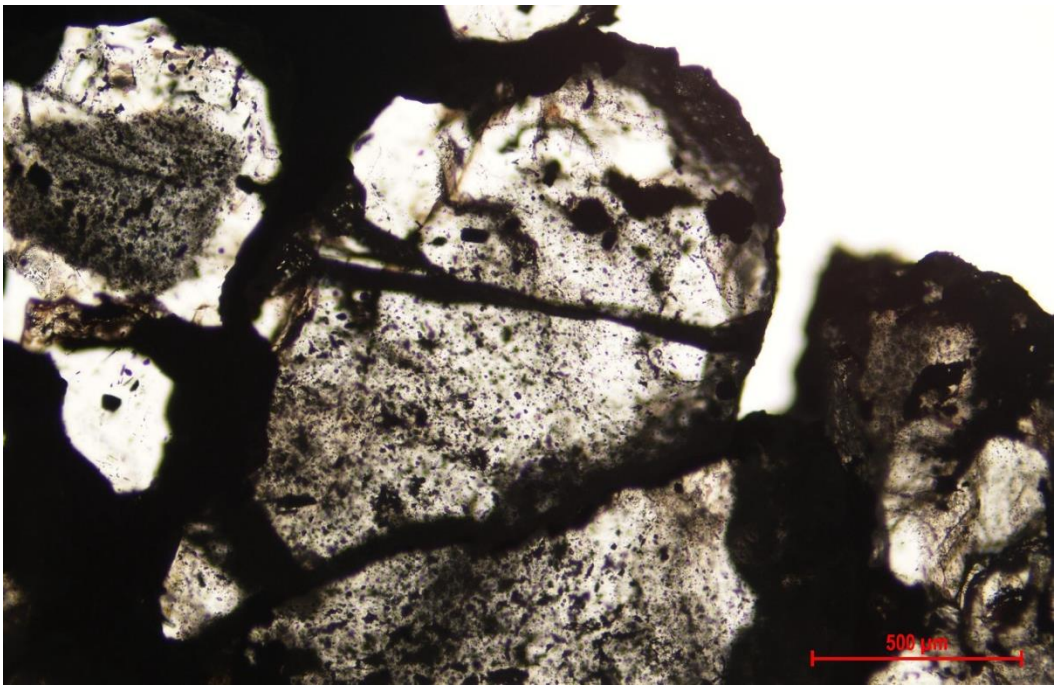


Figura 246 – Microfotografia do aspeto do QzIIA límpido associado à deposição de sulfuretos em fendas de tração. Note-se o zonamento de alguns cristais. N//.

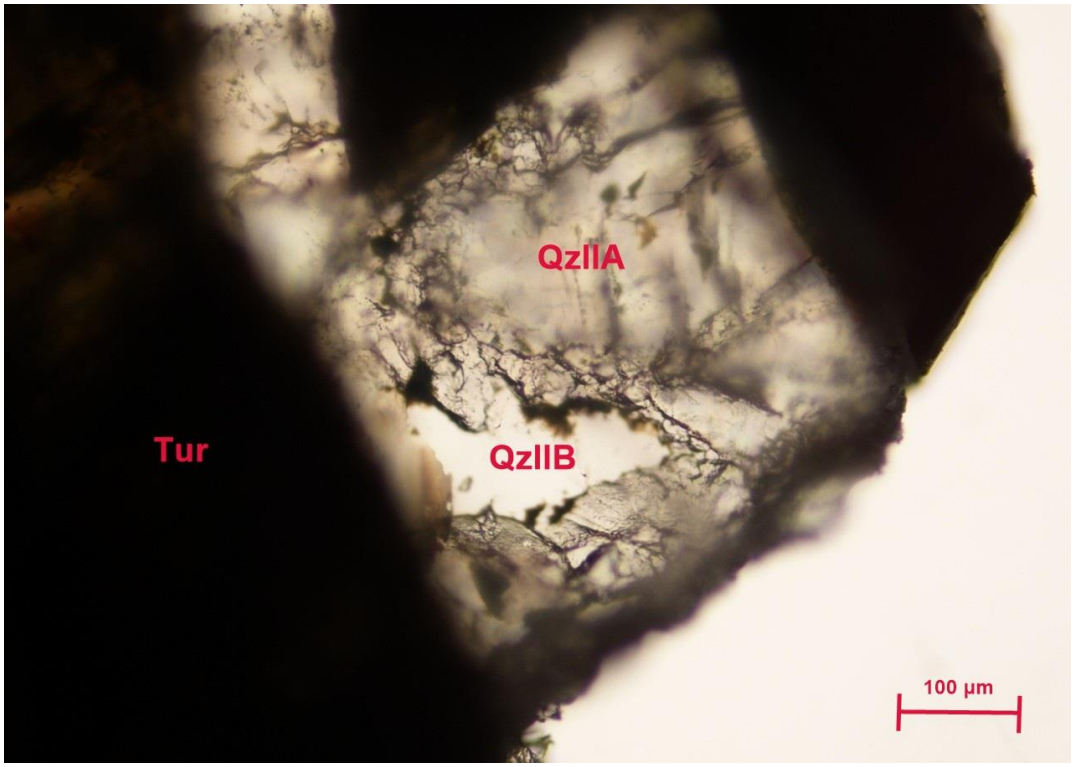


Figura 247 – Microfotografia de um pequeno cristal de quartzo IIB (QzIIB) a ocorrer numa fratura no quartzo IIA (QzIIA), e ambos a ocorrer numa fenda de tração na turmalina (Tur). N//.

A pirite é comum, ocorrendo em duas gerações:

- uma primeira geração (pirite I), em pequenos cristais milimétricos a centimétricos em fendas de tração e associada ao QzIIA. Em termos microscópicos observou-se que se ocorre sobre a forma de cristais euédricos a subédricos, muito alterados, e que substitui muitos cristais de arsenopirite *(Figura 248)*;
- uma segunda geração (pirite II), com pouca expressão e que ocorre associada ao QzIIB e à bismutinite, em cristais sobretudo euédricos a anédricos que ocorrem em fendas de tração e fraturas de diferentes minerais *(Figura 249)*. Distingue-se ainda da pirite I pelo menor grau de alteração que apresenta.

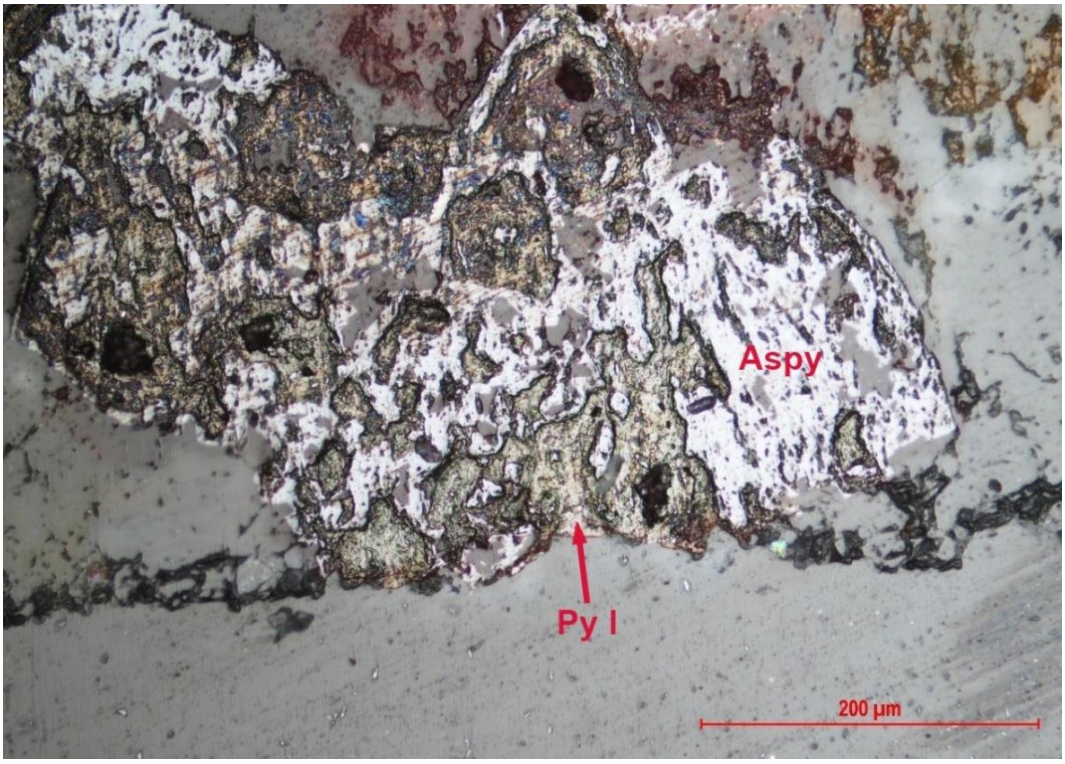


Figura 248 – Microfotografia do aspeto geral da primeira geração de pirite (Py I) a substituir a arsenopirite (Aspy). LR.

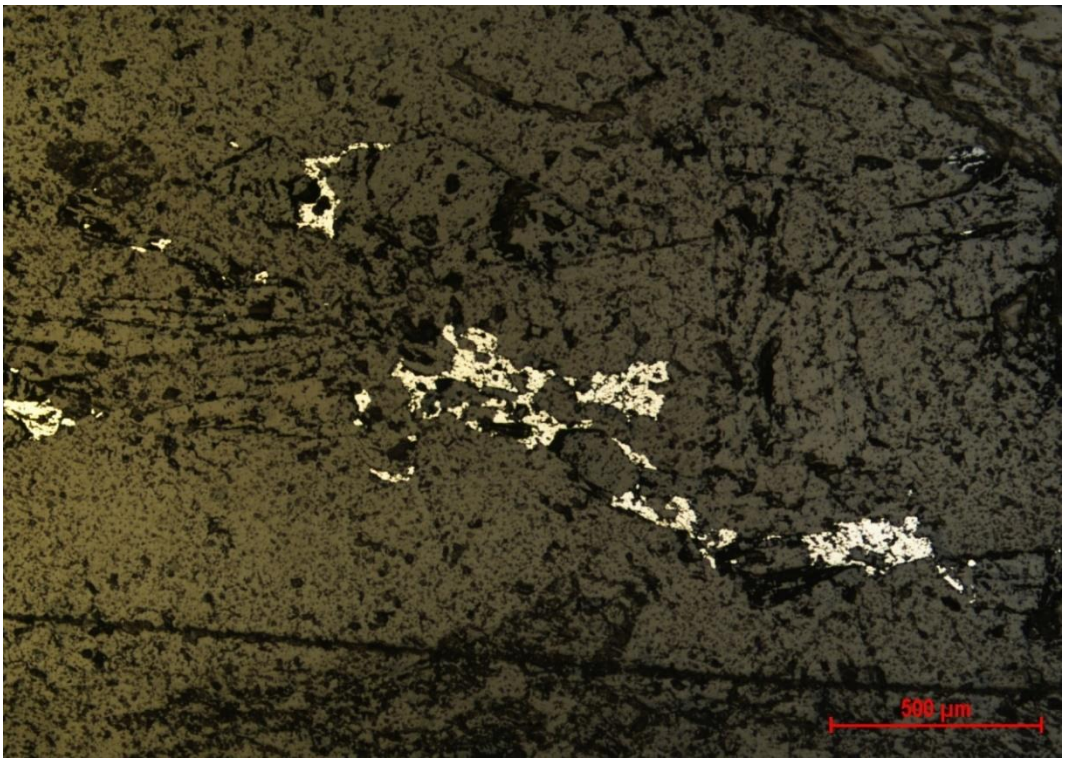


Figura 249 – Microfotografia de vários cristais anédricos da segunda geração de pirite (Py II) a ocorrem em fraturas no QzIIB. Note-se a menor alteração e brilho mais intenso desta geração de pirite face à primeira. LR.

A esfalerite é muito rara, sendo identificável apenas ao microscópio. Ocorre em cristais subédricos a anédricos associados ao quartzo e a sulfuretos como a galena e a calcopirite, esta última ocorrendo por vezes como inclusão na esfalerite *(Figura 250)*.

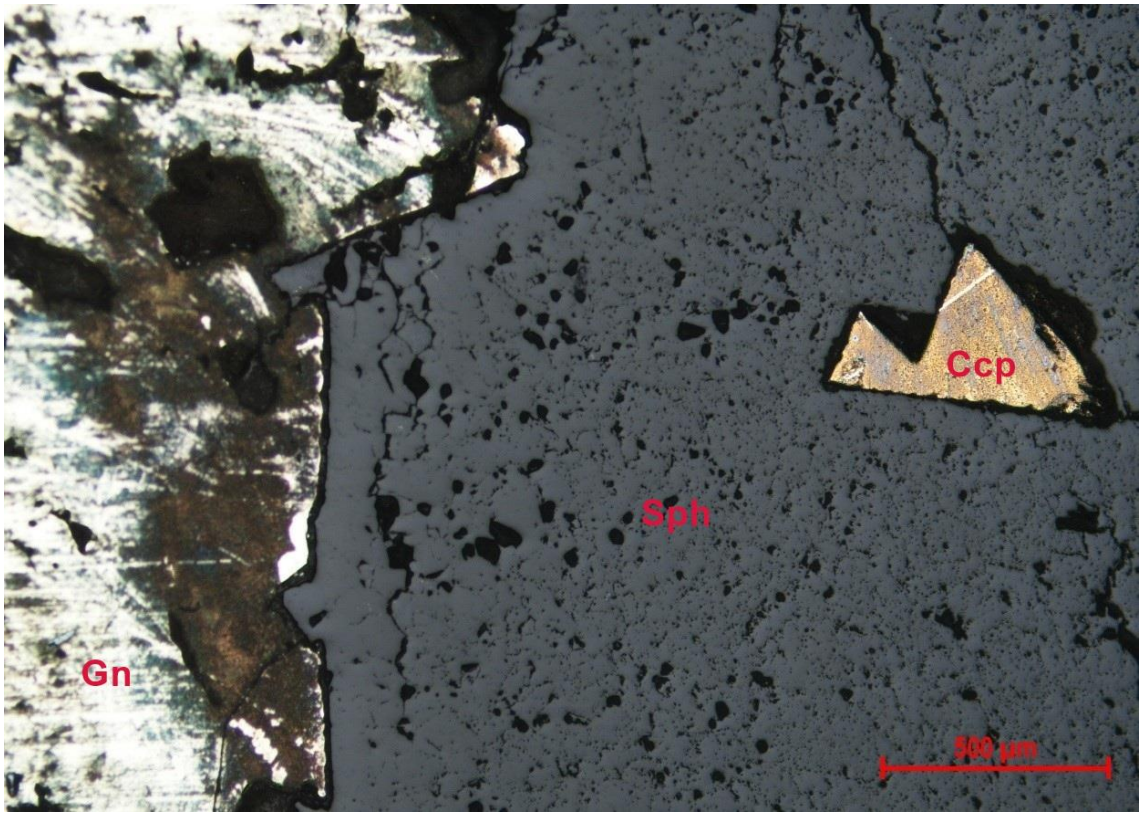


Figura 250 – Microfotografia de um cristal anédrico de esfalerite (Sph) associado à galena (Gn) e contendo uma inclusão de calcopirite (Ccp). LR.

A calcopirite é também muito rara, sendo apenas visível ao microscópico em cristais euédricos a subédricos bem desenvolvidos e, frequentemente como inclusão na esfalerite *(ver Figura 250)*. Pontualmente foram observados alguns pequenos cristais de covelite, resultantes da alteração da calcopirite *(Figura 251)*.

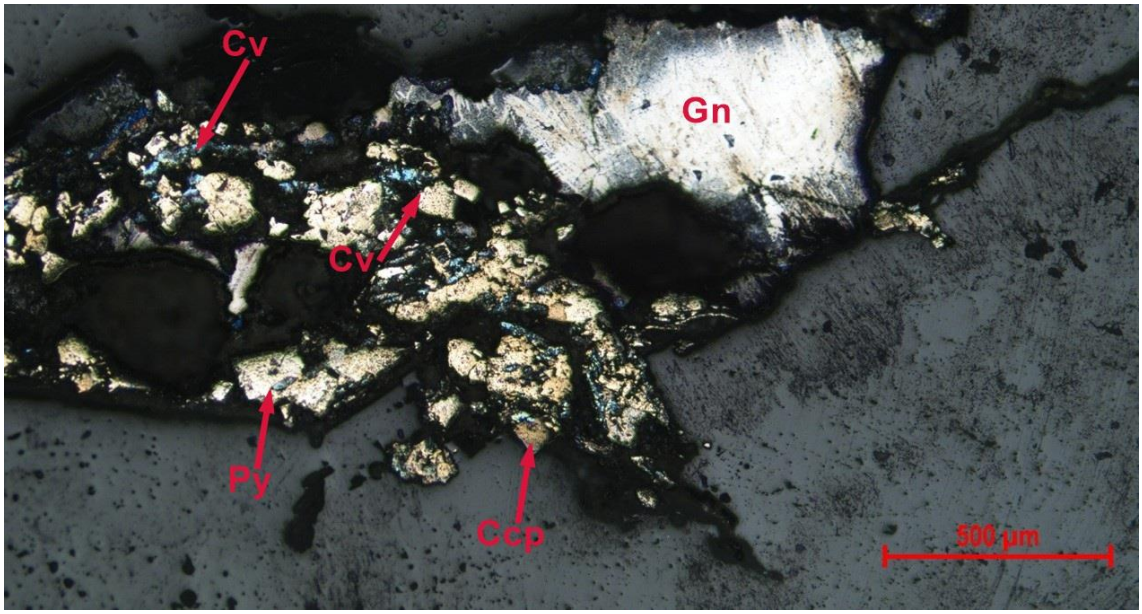


Figura 251 – Microfotografia de uma associação de pirite (Py), galena (Gn) e calcopirite (Ccp) evidenciando alguma alteração, tal como testemunha a ocorrência de pequenos cristais de covelite (Cv) de cor azul metálico característica. LR.

A galena é incomum, ocorrendo em cristais subédricos a anédricos, sobretudo de dimensão microscópica, exibindo arrancamentos triangulares característicos *(Figura 252),* encontrando-se essencialmente associada ao quartzo IIA e a sulfuretos como a esfalerite e a pirite.

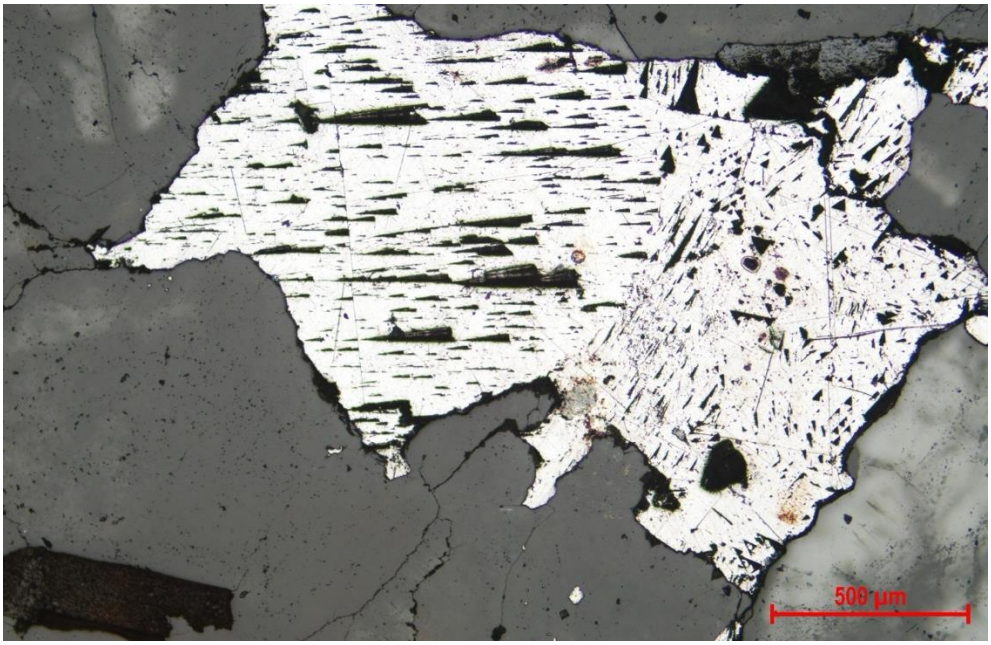


Figura 252 – Microfotografia de um cristal anédrico de galena exibindo arrancamentos triangulares característicos. LR.

A pirrotite é muito rara, tendo sido observada a ocorrer apenas como inclusão na pirite *(Figura 253)* em cristais anédricos de dimensão muito reduzida ou a substituir a arsenopirite.

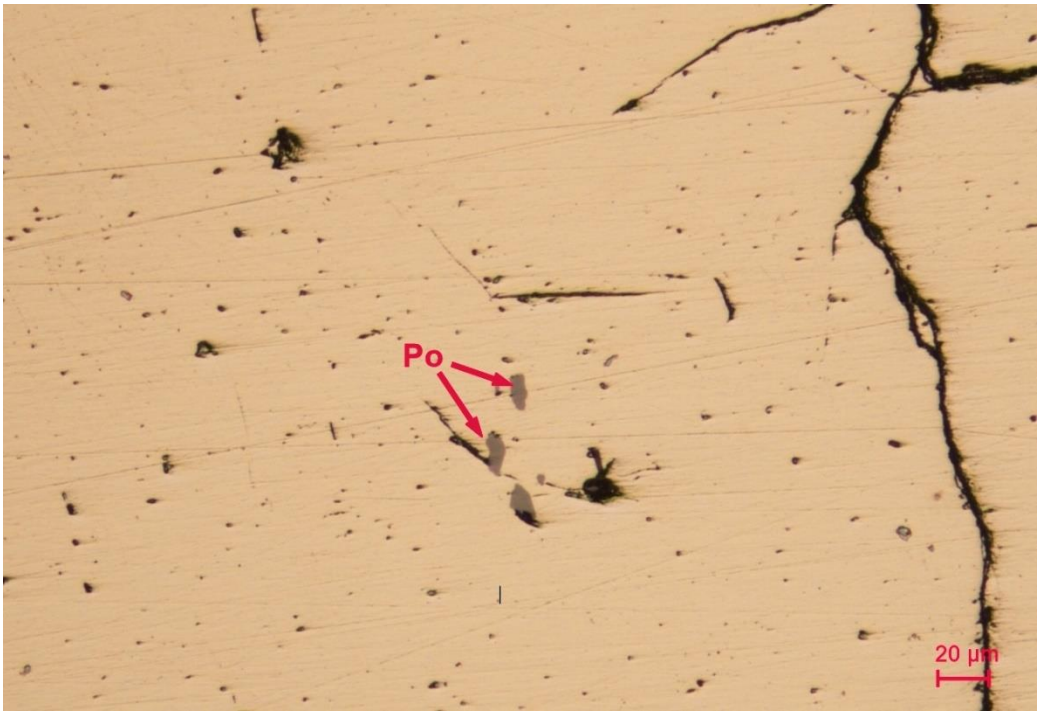


Figura 253 – Microfotografia de diminutos cristais de pirrotite a ocorrerem como inclusão na pirite. LR.

A estanite é muito rara, ocorrendo apenas em cristais subédricos a anédricos mal desenvolvidos, encontrando-se associada ao quartzo e outros sulfuretos *(Figura 254).*

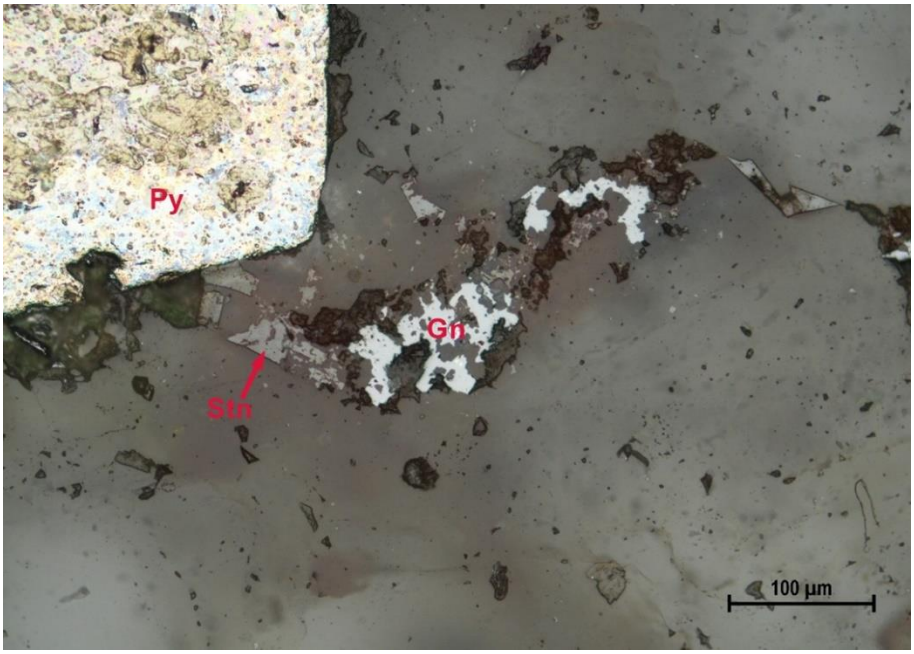


Figura 254 – Microfotografia de uma associação entre diferentes sulfuretos tais como a pirite (Py), a galena (Gn) e a estanite (Stn). LR.

A bismutinite é rara, ocorrendo sobre a forma de múltiplas inclusões de dimensão muito reduzida e de geometria arredondada na pirite II *(Figura 255)* ou mais raramente dispersa em fraturas de outros minerais *(Figura 256)*.

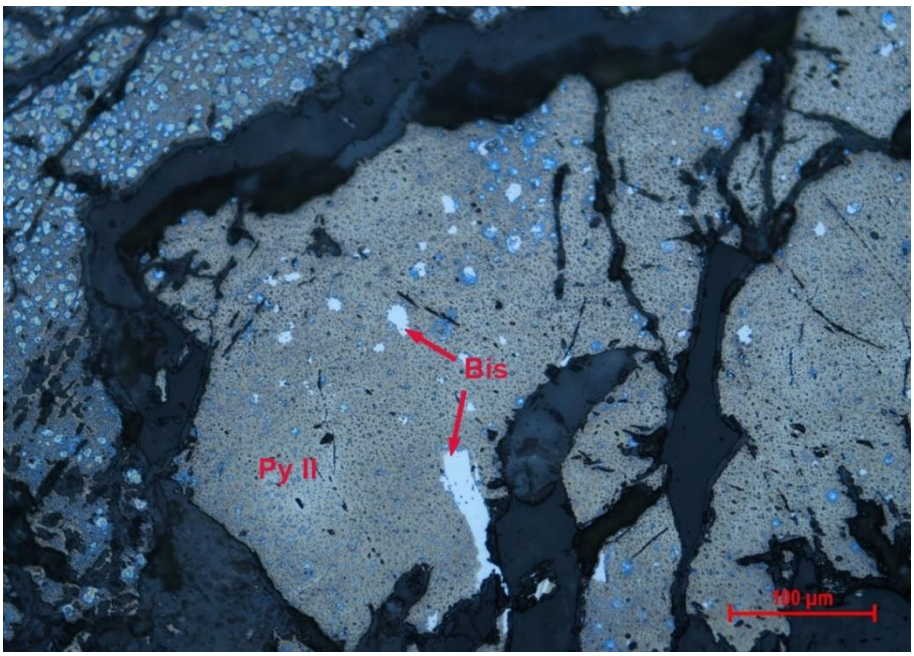


Figura 255 – Microfotografia de um cristal anédrico da segunda geração de pirite (Py II) a exibir múltiplas inclusões de bismutinite. LR.

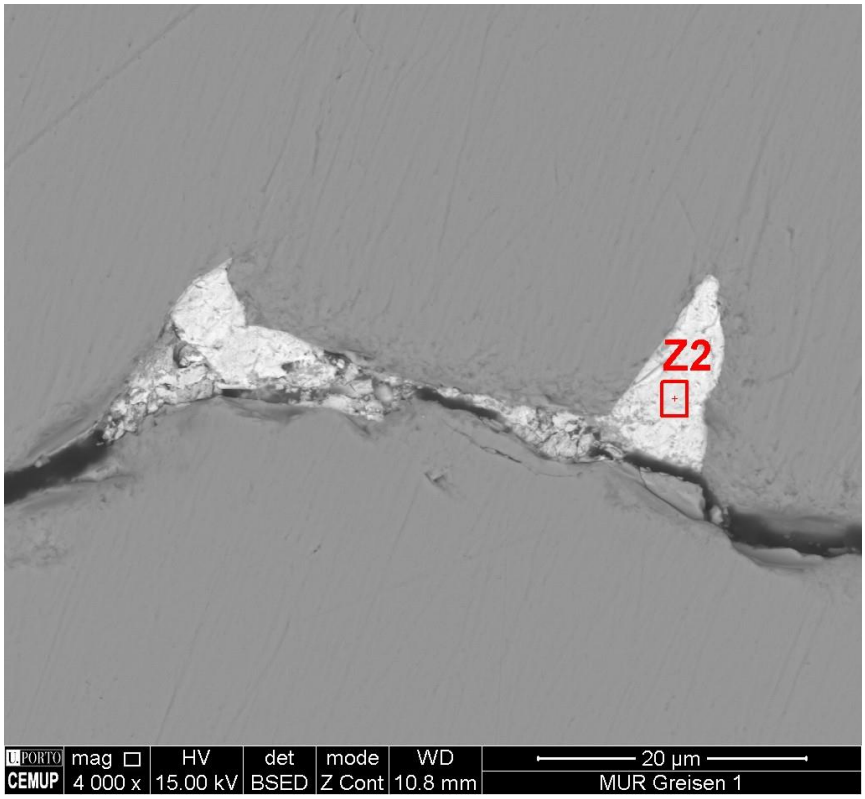


Figura 256 – Imagem de BSE de cristais de bismutinite (Z2) numa fratura no quartzo.

A apatite é um mineral muito raro nos veios de Murçós, podendo ser apenas observável microscopicamente. Foi interpretada como um mineral da paragénese da scheelite, ocorrendo essencialmente associada à moscovite *(Figura 257),* ou de modo mais raro em grãos dispersos no quartzo e no encaixante dos veios. Ocorre sobre a forma de cristais de hábito euédrico a subédrico, que evidenciam os aspetos clássicos da deformação presentes em outros minerais da paragénese da scheelite, tal como o alongamento, orientação preferencial ou fendas de tração. Em catodoluminescência, a apatite dos veios de Murçós, observa-se os pequenos cristais de apatite disperso no quartzo e outros minerais, exibindo uma fluorescência amarelo vibrante *(ver Figura 245)*.

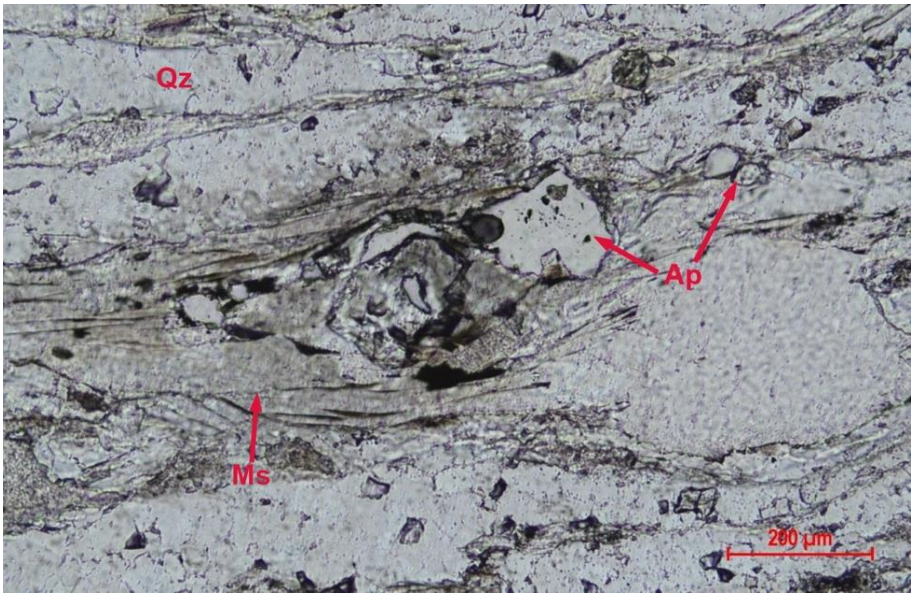


Figura 257 – Microfotografia de alguns cristais de apatite (Ap) de geometria ocelada associados à moscovite (Ms) e ao quartzo (Qz). N//.

4.2.12.3. Estádio Tardio

Foi reconhecido um último estado tardio, na área de Murçós, caracterizado pela deposição de quartzo leitoso *(Figura 258)*, ao qual se associam óxidos de Fe.

Dos óxidos de Fe tardios destaca-se essencialmente a hematite, por vezes em cristais euédricos bem desenvolvidos, e que ocupam cavidades, fraturas e *boxworks* em diferentes minerais *(Figura 258)*.

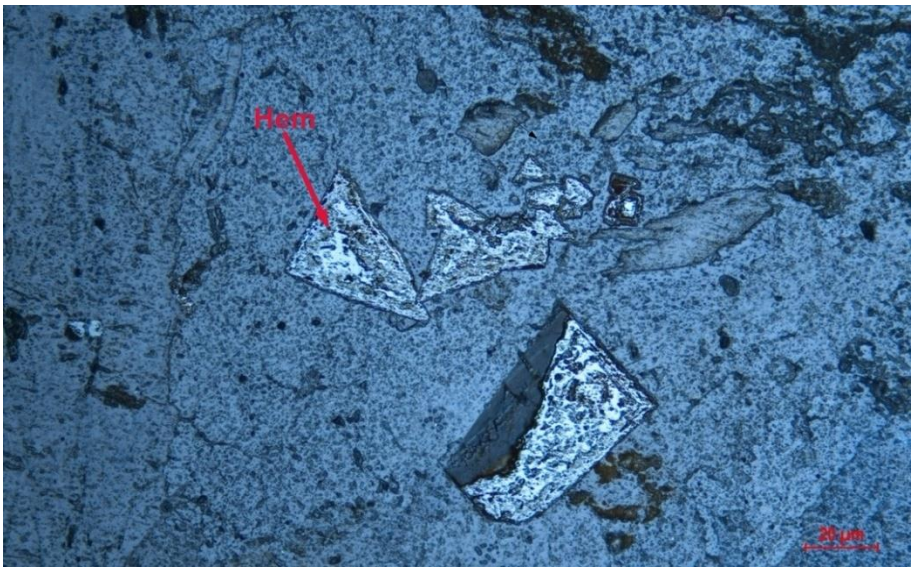


Figura 258 – Microfotografia de cristais de hematite (Hem) bem desenvolvidos em cavidades no quartzo. LR.

5. Minas do Monte de Agrochão

5.1. Introdução

A aproximadamente 3 km a NE das minas de Murçós situa-se o grupo de minas de Monte Agrochão, situadas na freguesia de Agrochão, concelho de Vinhais, e onde a scheelite e, em menor quantidade a cassiterite foram explorados. Estas Minas, à semelhança das de Ervedosa e de Murçós, ocorrem num corredor de mineralizações presentes na "Antiforma Chaves-Miranda do Douro" e os filões ocorrem encaixados no granito porfiroide de Rebordelo.

Das concessões registadas, citam-se as concessões *No. 3343 Ferradal (Sn)*, *No. 3265 Lages (W)*, *No. 3264 Tapadas (Sn-W)*, *No. 3006 Lagedo (Sn-W)*, *No. 2476* e *No. 2322***.**

A exploração Monte Agrochão, situa-se na encosta SE de Monte Agrochão, a algumas dezenas de metros da capela da Senhora da Piedade, tendo as atividades extrativas tido o seu início dos anos 1970, com atividade significativa até 1976, ano em que foi interrompida. Em 1979, estimou-se uma reserva explorável de cerca de 648 000 toneladas de minério (REF).

Em Agrochão observam-se pequenas explorações artesanais, abandonadas, dispersas nos flancos E e S do Monte de Agrochão.

Durante os trabalhos de campo, foi visitada esta mina, para estudo comparativo com o caso vizinho de Murçós. Os filões quartzosos estão mineralizados principalmente em scheelite, com arsenopirite, cassiterite e turmalina, encontrando-se encaixados no granodiorito e cessando no encaixante. Verifica-se no campo que a exploração foi relativamente intensa, existindo uma corta com uma dimensão considerável *(Figura 259)*, assim como grande volume de escombreiras nas vertentes *(Figura 260).* Observa-se à distância, a partir deste local, algumas pequenas cortas dispersas nas vertentes circundantes e que aparentam corresponder a pequenas explorações artesanais. Existe junto à mina uma nascente de água sulfúreas, da qual emana um cheiro de enxofre característico, e que localmente é designada por Fonte do Desengaranho.



Figura 259 – Vista geral da corta da mina de Monte Agrochão.



Figura 260 – Aspeto das escombreiras da mina de Monte Agrochão, dispersas pela vertente.

5.2. Magmatismo

Na área das minas de Monte Agrochão, as evidências de magmatismo reconhecidas encontram-se representadas pela ocorrência de um granodiorito biotítico, porfiroide e de grão médio designado vulgarmente designado por “granodiorito de Agrochão”, e uma outra fácies, com menor expressão, que corresponde um granito de duas micas de grão médio a fino *(Figura 261)*. Ambas as fácies definem uma orientação preferencial segundo a direção N130° a N135°E é materializada pelo alinhamento das palhetas de biotite e pelos megacristais de feldspato potássico que definem uma foliação subvertical (ver *Figura 261*). São comuns os encraves máficos, de dimensão milimétrica a centimétrica, na sua grande maioria com geometrias estiradas e oceladas, evidenciando forte deformação por estiramento *(Figura 262)*. *Gomes (1996)* considera estes encraves como de natureza tonalítica.



Figura 261 – Afloramento do granodiorito de Agrochão, rocha mesocrata muito orientada e com orientação preferencial da biotite e dos megacristais de Fk de geometria ocelada, ao qual ocorre espacialmente associada uma fácies leucocrata mais rica em moscovite, com as mesmas características texturais.



Figura 262 – Afloramento de granodiorito de Agrochão onde é possível observar um encrave máfico estirado segundo a direção da foliação do granodiorito.

O granodiorito de Agrochão, é uma rocha mesocrata de tom escuro, devido à maior abundância de biotite. Apresenta fácies porfiroide, na qual os megacristais de feldspato potássico se destacam numa matriz equigranular de granularidade média, sendo reconhecíveis da mineralogia o quartzo, o feldspato potássico e a biotite. Tal como referido anteriormente, esta rocha encontra-se orientada, em consequência da orientação preferencial da biotite e dos megacristais de feldspato. As melhores descrições petrográficas do granodiorito de Agrochão podem ser encontradas no trabalho de *Gomes (1996)*.

O granito de duas micas, corresponde a uma rocha de tom bege, de grão médio a fino, e onde a biotite é mais abundante que moscovite. Também neste caso é visível uma foliação com atitude N130° a N135°E, subvertical marcada pela biotite e pelos cristais de feldspato potássico, estes últimos de pequena dimensão, mas que proporcionam um aspeto ocelado à rocha. O contacto do granito biotítico porfiroide com o granito de duas micas é retilíneo, encontrando-se ambas as fácies separadas por uma faixa centimétrica de quartzo, feldspatos e micas.

Em Monte Agrochão o encaixante é sempre o granodiorito e outra diferença relativamente a Murçós reside no controlo estrutural dos filões, já que em Agrochão ocorre Estiramento, em Murçós ocorre achatamento e cisalhamento *(Adam & Gagny,*

1989). Os filões mineralizados são de fraca possança, não excedendo os 20 cm, sendo igualmente de pouca extensão, sendo subverticais e com uma direção compreendida entre N20°E a N60°E *(Figura 263)*.

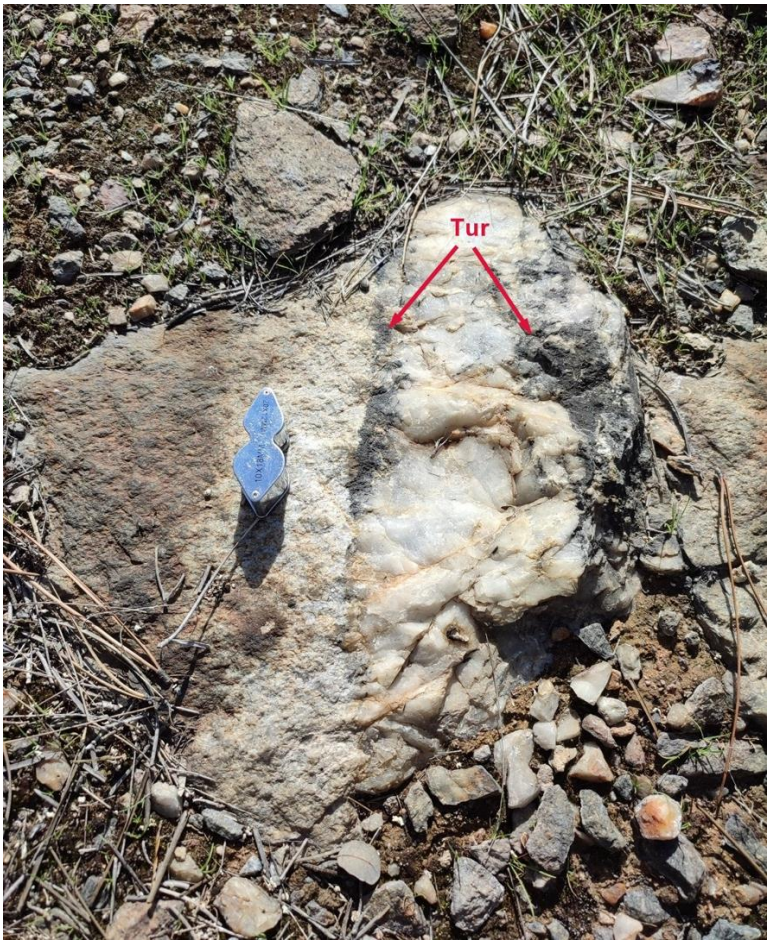


Figura 263 – Exemplo de um filão centimétrico subvertical mineralizado em scheelite em Monte Agrochão. Note-se o aspeto do quartzo leitoso e a abundante turmalina em massas de cristais distribuídos sobretudo nos encostos do filão.

5.3. Estruturas filonianas

As mineralizações de Agrochão foram apenas brevemente reconhecidas no campo para fins comparativos, pelo que não foi dada tanta enfâse ao estudo petrográfico das amostras colhidas comparativamente ao depósito de Murçós, um dos casos de estudo.

Nos filões de Monte Agrochão e os de Murçós e apresentam associações minerais idênticas e podem ser reconhecidos três episódios principais de mineralizações.

No Monte Agrochão, e tal como previamente discutido, o controlo estrutural envolvido na abertura e enchimento dos filões é distinto do caso de Murçós *(ver Figura 269)*, pelo

que a morfologia dos filões é igualmente distinta, embora a mineralogia dos veios seja praticamente a mesma, consistindo de quartzo, scheelite, cassiterite, turmalina e sulfuretos.

As mineralizações de Agrochão, apresentam uma mineralogia e paragénese semelhante às mineralizações de Murçós, residindo a diferença entre ambos na geometria dos veios mineralizados.

Durante o reconhecimento de campo das antigas minas de Monte Agrochão, verifica-se que à vista desarmada, se distinguem da mineralogia o quartzo, a arsenopirite, a pirite e a turmalina. A scheelite, tal como no caso de Murçós, não é distinguível à vista desarmada, exceto com o auxílio de uma luz UV de onda curta.

O quartzo é o mineral da ganga mais abundante, correspondendo a um quartzo leitoso de cor heterogénea que varia entre o branco e o cinzento, encontrando-se muito fraturado e exibindo algumas cavidades com sulfuretos como a arsenopirite *(Figura 264)*.

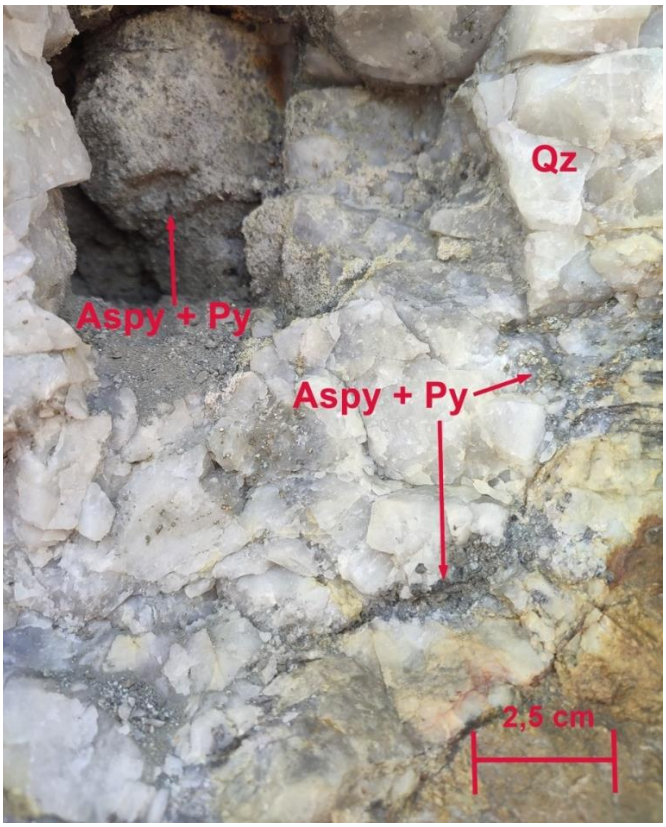


Figura 264 – Aspeto geral do quartzo dos veios mineralizados em scheelite de Agrochão, consistindo de um quartzo (Qz) maciço de cor heterogénea entre o branco e o cinzento, e onde se destacam pequenas massas de sulfuretos, que correspondem essencialmente à arsenopirite e pirite (Aspy + Py).

A scheelite ocorre em cristais euédricos a subédricos, de dimensão centimétrica a milimétrica, associados ao quartzo e arsenopirite *(Figura 265)*, e demonstra evidências de deformação e fracturação, apesar de em menor grau face ao caso de Murçós, uma vez que apenas pontualmente foram observadas algumas fendas de *tração (Figura 266)*.

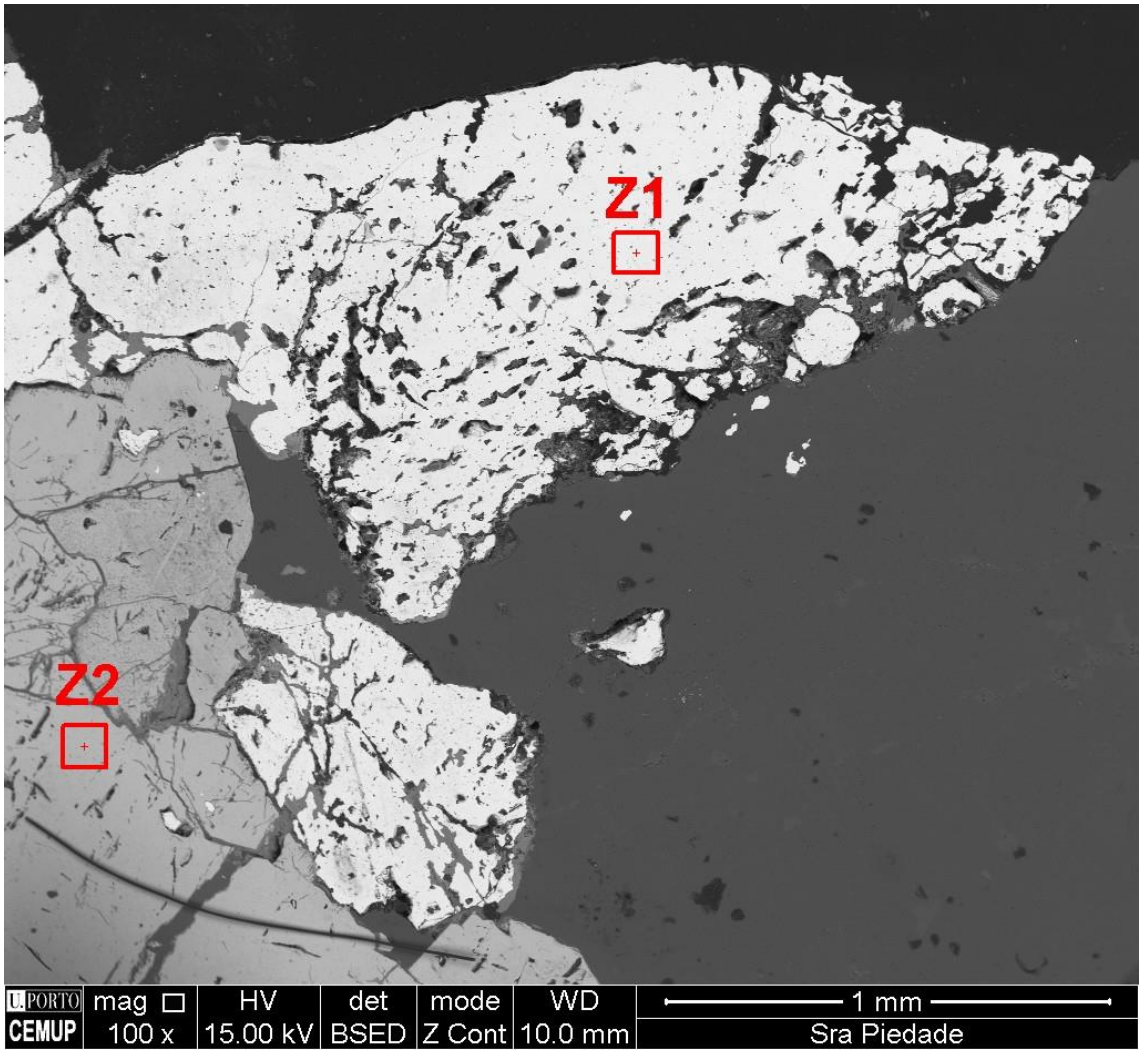


Figura 265 – Imagem de BSE de um cristal de scheelite (Z1) muito deformado e fraturado, associado a um cristal igualmente fraturado de arsenopirite (Z2).

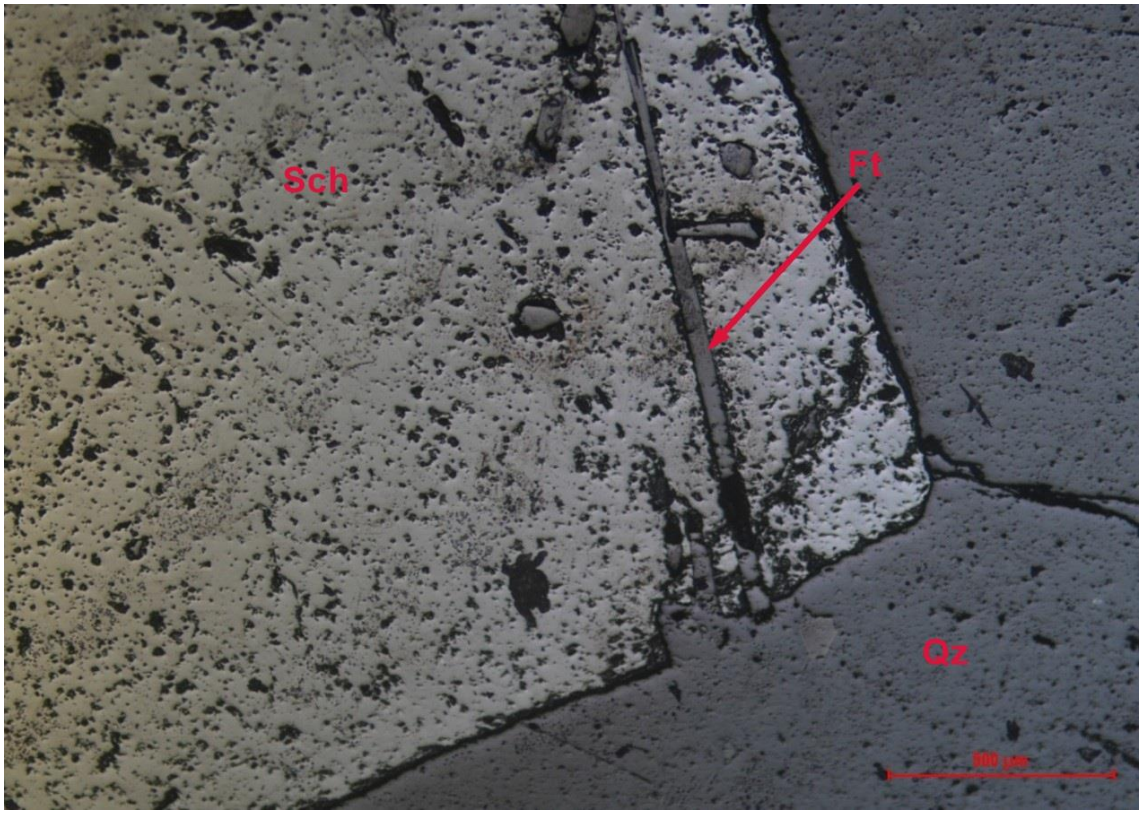


Figura 266 – Microfotografia de um cristal de scheelite (Sch) exibindo ima fenda de tração (Ft) preenchida com quartzo. LR.

A arsenopirite é muito abundante, ocorrendo como massas de cristais sobretudo subédricos a anédricos, associada à scheelite e ao quartzo *(Figura 267)*.

A pirite é comum ocorre como cristais euédricos a subédricos milimétricos bem desenvolvidos em fraturas no quartzo e na arsenopirite (ver *Figura 267*).

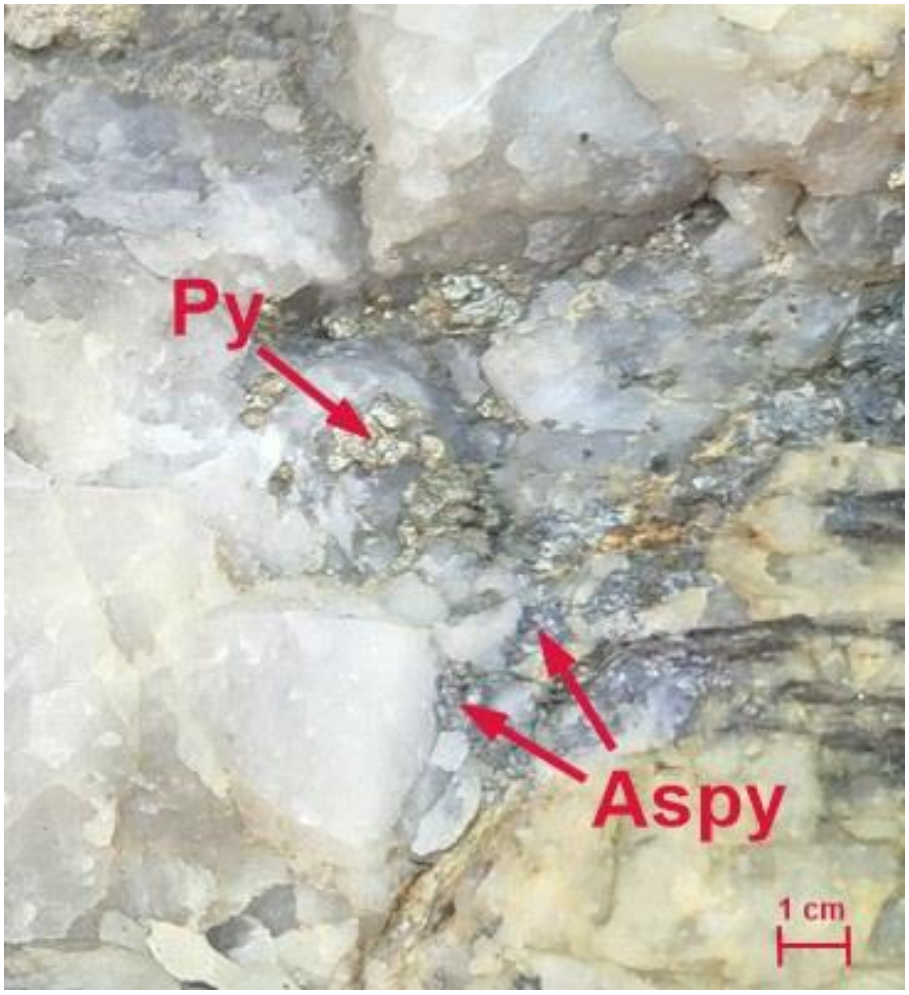


Figura 267 – Fotografia de pormenor onde se podem observar inúmeras massas de cristais de arsenopirite (Aspy) associadas ao quartzo e cristais de pirite (Py) em fraturas nestes últimos dois minerais.

A turmalina é muito abundante, ocorrendo que como diminutos cristais prismáticos de alguns milímetros dispersos no seio do quartzo, quer formando massas de vários centímetros, compostas por milhares de diminutos cristais prismáticos, concentradas essencialmente nos encostos dos filões com o encaixante. Microscopicamente observa-se que a maioria dos cristais não se encontra orientada preferencialmente, no entanto, em situações raras, alguns cristais distribuem-se de modo subparalelo à foliação subvertical de direção compreendida entre N130° a N135°E e exibem fendas de tração *(Figura 268).*

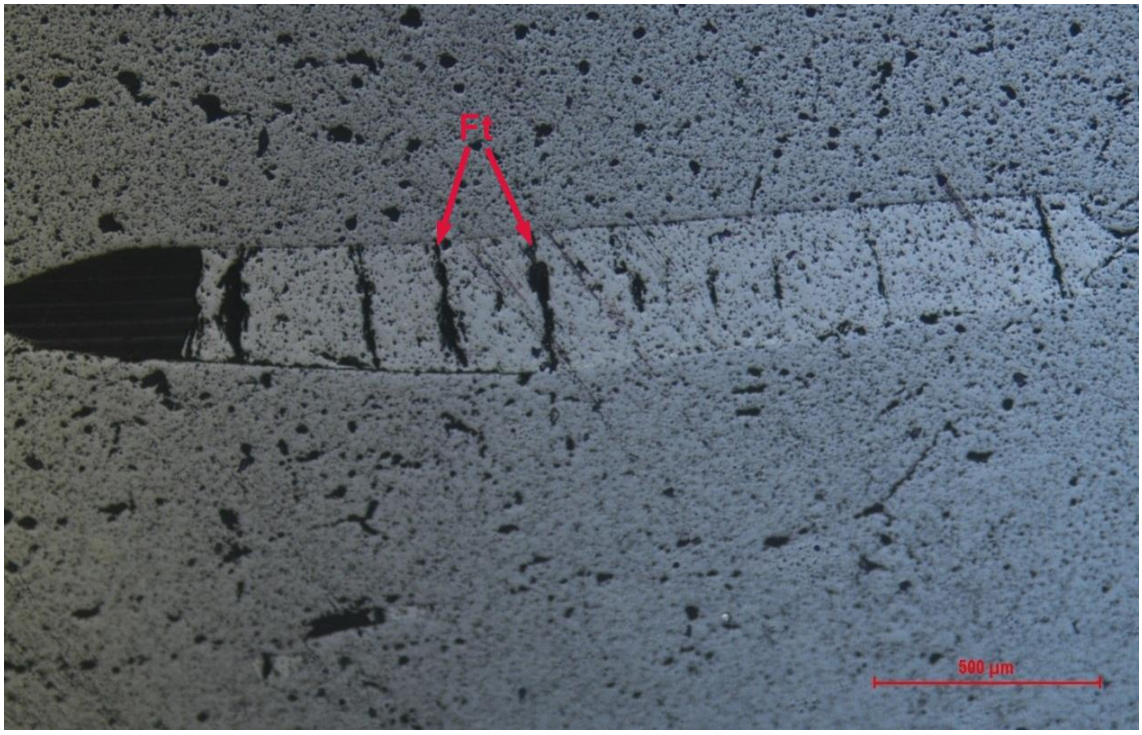


Figura 268 – Microfotografia de um cristal prismático de turmalina exibindo múltiplas fendas de tração (Ft) perpendiculares à orientação do cristal. IR.

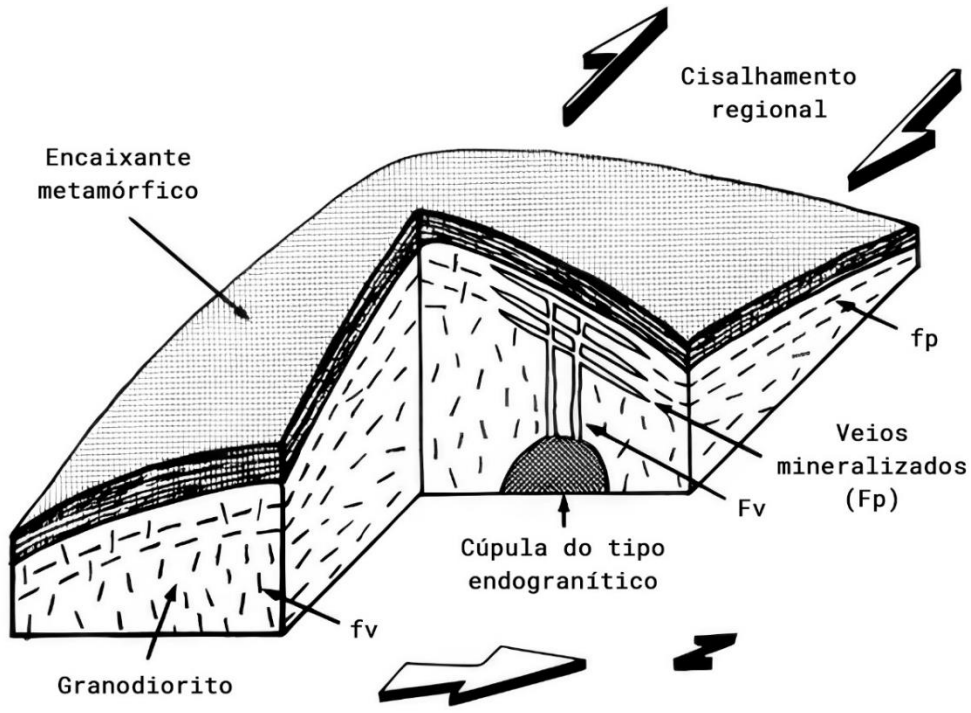


Figura 269 – Bloco diagrama ilustrativo do modelo proposto para a ocorrência dos veios mineralizados em scheelite de Murçós (retirado de *Dória & Noronha, 1987*).

6. Geoquímica de Rocha Total

6.1. Material e métodos

Foram selecionadas amostras representativas de rochas granitoides que ocorrem espacialmente associadas às mineralizações de Sn(W) de Ervedosa e de W(Sn) de Murçós a fim de serem analisadas por via de geoquímica de rocha total. Apesar das dificuldades em obter locais acessíveis para amostragem foram colhidas as seguintes amostras:

(1) granito moscovítico de grão fino a médio de Ervedosa (ERV GGF1);
(2) (ii) granodiorito biotítico orientado de grão médio a grosseiro de Murçós (Mur GD B2/23);
(3) (iii) leucogranito moscovítico de grão fino a médio de Murçós (Mur LG B1/23);
(4) (iv) microgranito com fosfatos de Murçós (Mur MG 9/23).

As análises foram levadas a cabo nos *Activation Laboratories* (Ontario, Canadá), seguindo o protocolo analítico "*WRA + trace 4Litho" (https://actlabs.com/geochemistry-analysis/lithogeochemistry-and-whole-rock-analysis/lithogeochemistry-litho/)*.

6.2. Objetivos

Estas análises tiveram como principal objetivo auxiliarem na interpretação e estabelecimento dos modelos metalogenéticos para os jazigos em estudo, uma vez que a geoquímica de rocha total constitui uma ferramenta robusta para:

- avaliação de perspetivas petrogenéticas, tais como a origem, grau de evolução e processos como diferenciação magmática, inferidos a partir dos valores das razões (e.g. K_2O/Na_2O, Al_2O_3/TiO_2, Rb/Sr) e enriquecimento em elementos incompatíveis como Rb, Li, F, Sn, W, Ta, Nb, U, Th, bem como a partir das principais tendências definidas pelas variações dos teores em óxidos *(Pearce et al., 1984; Chappell & White, 1987; Frost et al., 2001)*;
- identificação de granitos férteis/especializados a partir da distribuição e razoes definidas entre os elementos traço (K/Rb, Rb/Sr, Rb/Ba, Nb/Ta, Zr/Hf) e os padrões dos espetros de elementos de terras raras (TR) *(Taylor, 1979; Pollard, 1989, 1995; Lehmann, 1990, 2021; Heinrich, 1990)*;
- avaliação da etapa magmática-hidrotermal e a sua influência nos processos mineralizantes, nomeadamente através da observação do enriquecimento em F,

Li, B, P e Cl, indicadores da presença de fluidos ricos em voláteis, e do seu papel no transporte do Sn e do W *(Linnen, 1989; Heinrich & Candela, 2005)*.

6.3. Resultados

6.4. Elementos maiores e menores

Na *Tabela 4*, podem ser consultados os resultados obtidos, expressos em % em peso de óxidos dos elementos maiores e em ppm para os elementos menores e terras raras. Não foram considerados os valores dos elementos cujo valor analítico se verifica estar abaixo do limite de deteção (Ni, Ag, In e Au). Na *Figura 270* são apresentados os parâmetros geoquímicos calculados.

É importante referir que, foram notadas evidências petrográficas de alterações hidrotermal e/ou meteórica das rochas granitoides em causa, pelo que a composição relativa aos elementos maiores e menores poderá não estar inteiramente relacionada com fenómenos puramente magmáticos. Contudo apesar de existirem algumas evidências de alterações pós-magmáticas, os valores de LOI *(Lost on Ignition)* em todas as amostras, estão compreendidos entre 1,18% no caso do leucogranito de Murçós e o valor mais baixo de 0,93% no caso do granodiorito de Murçós, situam-se abaixo do intervalo considerado para rochas altamente alteradas *(Kirstein et al., 2006)*, pelo que os dados podem ser considerados válidos para interpretações petrográficas e petrogenéticas.

	Erv GGF1	**Mur GD B2/23**	**Mur LG B1/23**	**Mur MG 9/23**
F	0,10	0,08	0,02	0,36
SiO_2	75,82	71,66	73,82	74,63
Al_2O_3	14,53	15,11	14,58	15,18
Fe_2O_3 (Total)	0,77	2,43	0,88	0,72
MnO	0,022	0,039	0,024	0,146
MgO	0,07	0,68	0,14	0,02
CaO	0,27	0,94	0,54	0,22
Na_2O	4,26	3,06	3,59	4,63
K_2O	3,63	4,88	3,83	3,05
TiO_2	0,039	0,314	0,07	0,008
P_2O_5	0,34	0,27	0,08	0,45

LOI	0,93	1,07	1,18	1,04
Total	**100,7**	**100,5**	**98,71**	**100,1**
Sc	<1	5	3	<1
Be	4	10	33	15
V	<5	26	5	<5
Cr	80	110	50	30
Co	1	4	<1	<1
Ni	<20	<20	<20	<20
Cu	40	10	20	<10
Zn	<30	100	<30	100
Ga	23	22	20	27
Ge	3	1,9	2,3	5,2
As	170	56	45	23
Rb	486	299	265	>1000
Sr	12	120	32	14
Y	3,1	15,9	14,7	2,1
Zr	31	117	35	26
Nb	12,2	7,7	7,4	19,8
Mo	4	6	2	<2
Ag	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
In	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Sn	38	43	117	145
Li	0,01	0,01	<0,01	0,13
Sb	0,3	0,2	0,3	1,3
Cs	16,5	28,2	15,7	272
Ba	18	410	42	5
La	1,96	32,7	8,96	0,69
Ce	4,49	64,6	18,4	1,42
Pr	0,51	7,46	2,15	0,18
Nd	1,82	27,7	7,7	0,5
Sm	0,47	5,26	2,01	0,16
Eu	0,036	0,749	0,136	<0,005
Gd	0,41	3,96	1,85	0,16
Tb	0,09	0,59	0,39	0,05
Dy	0,53	3,39	2,5	0,38
Ho	0,11	0,58	0,48	0,06
Er	0,26	1,5	1,44	0,19
Tm	0,042	0,211	0,251	0,041

Yb	0,32	1,43	1,73	0,29
Lu	0,052	0,201	0,28	0,043
Hf	1,5	3,3	1,3	2
Ta	4,87	1,55	3,36	7,49
W	9,1	9,3	13,5	7
Tl	2,54	1,63	1,36	7,56
Pb	17	34	39	7
Bi	2,9	0,5	2,5	0,7
Th	1,85	15,1	6,18	0,58
U	21,9	11,2	11,2	9,31
A	60,84	60,51	69,57	75,75
B	12,94	54,63	16,60	10,62
P	-65,21	-11,89	-44,16	-88,57
Q	202,93	184,06	205,99	197,29
A/CNK	1,27	1,26	1,32	1,34
A/NK	1,33	1,46	1,45	1,39
ASI	1,66	1,62	1,80	1,75
GCI	7,369	2,086	5,041	8,650
#Mg	13,95	33,28	22,09	4,72
FeO^t	0,77	2,43	0,88	0,72
ΣTR	11,10	150,33	48,28	4,16
ΣTRL/ΣTRP	5,00	10,92	4,33	2,43
$(La/Yb)_N$	6,44	24,02	5,44	2,50
$(Eu/Eu^*)_N$	0,25	0,49	0,21	0,01
Sr/Y	3,87	7,55	2,18	6,67
K/Rb	31,0	67,74	59,99	12,66
Nb/Ta	2,51	4,97	2,20	2,64

Tabela 4 – Resultados de geoquímica de rocha total das amostras analisadas.

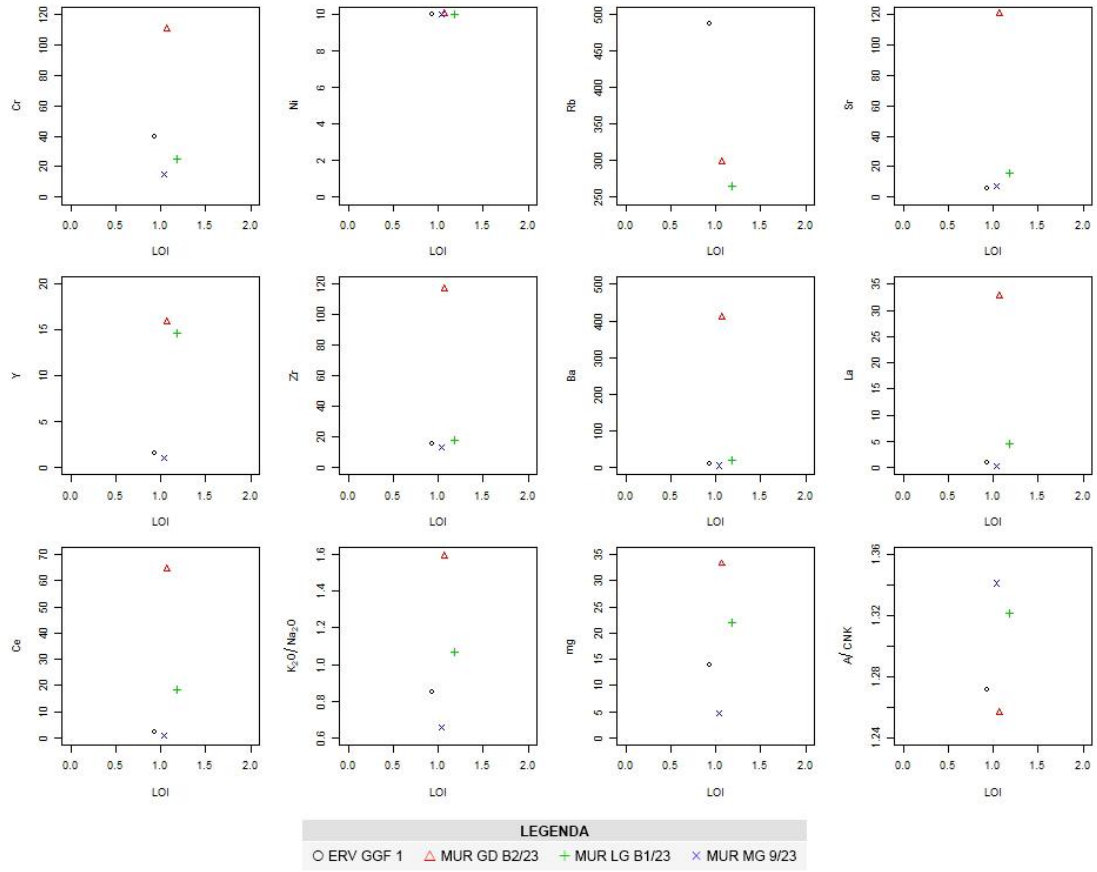


Figura 270 – Diagramas binários aos teores de elementos traço vs. LOI relativos aos litótipos analisados. Constam ainda destas projeções K_2O/Na_2O vs. LOI, #Mg vs. LOI e A/CNK vs. LOI.

Observando os dados relativos ao peso em óxidos expressos no *Tabela 4*, temos no que diz respeito a SiO_2 o valor mais elevado corresponde ao granito moscovítico de Ervedosa (75,82% de SiO_2), ao passo que a amostra com valor mais baixo (71,66% de SiO2) corresponde ao granodiorito de grão médio a grosseiro de Murços. Contudo pode observar-se que no geral todas as amostras não apresentam uma variação muito significativa entre si e todos os granitoides são ricos em SiO_2.

Os valores do parâmetro Q [Q = Si/3 - (K + Na + 2Ca/3), expresso em milicatiões, são elevados em todas as amostras, com os valores mais elevados a serem registados no granito de Ervedosa (202,93) e no leucogranito de Murços (205,99), e valores mais baixos no microgranito com vivianite (197,29) e no granodiorito de Murços (184,06), refletindo a predominância do quartzo em todas as amostras.

Ao que o Al_2O_3 diz respeito o microgranito com fosfatos corresponde à rocha com o teor mais elevado (15,18%), mas próximo dos teores obtidos para o granodiorito de Murços (15,11%), granito de Ervedosa (14,53%) e para o leucogranito de Murços (14,58%).

O parâmetro A = Al - (Na + K + 2Ca), expresso em milicatiões, tem o valor mais elevado (75,75), no microgranito com vivianite, próximo dos valores de A relativos ao leucogranito de Murços (69,57), mas bastante mais altos que os valores do granodiorito de Murços (60,51) e do granito de Ervedosa (60,84) apontando assim para o facto de todos granitoides serem peraluminosos *(ver Figura 280)*.

No que diz respeito a $Fe_2O_3^T$ o granodiorito de Murços corresponde à amostra mais rica (2,43%), o que é expectável tendo em conta a superior abundância de minerais máficos neste granitoide, destacando-se dos granitos de Ervedosa (0,77%), do leucogranito de Murços (0,88%) e do microgranito com vivianite (0,72%).

O parâmetro B [B = Fe + Mg + Ti, expresso em milicatiões] e #Mg [#Mg = MgO / (MgO + FeO^T), em proporção molar], são igualmente mais elevados no granodiorito de Murços, com valores de B = 54,63 e #Mg = 33,28, comparativamente às restantes amostras e sendo por isso a única amostra que não corresponde a um leucogranito.

No que toca aos teores de K_2O, os valores mais elevados são registados pelo granodiorito de Murços (4,88%), embora este valor possa não refletir exclusivamente a presença de feldspatos primários (ortóclase), uma vez que foram detetados petrograficamente indícios claros de microclinização. De qualquer modo, o granodiorito de Murços é efetivamente um litótipo rico em megacristais de feldspato potássico, pelo que é expectável que corresponda ao granitoide com maior valor em K_2O. O granito de Ervedosa, o leucogranito de Murços e o microgranito exibem teores de K_2O relativamente semelhantes entre si (3,63%, 3,83% e 3,05% respetivamente), correspondendo a teores que embora não sejam particularmente elevados, estão relacionados com moscovitização.

No que toca aos teores de Na_2O, os valores variam entre 3,06% e 4,63%, o mais baixo é registado no granodiorito de Murços (4,88%) e mais alto no microgranito. O granito de Ervedosa exibe um teor de 4,26% e o microgranito 3,59%, correspondendo a teores que embora não sendo particularmente elevados, estão relacionados com a presença de albite.

Em termos dos teores de CaO, o granodiorito de Murços corresponde ao litótipo que exibe os teores são mais elevados (0,94%), ao qual se segue o leucogranito de Murços (0,54%), e os teores significativamente mais baixos a serem registados no granito de Ervedosa (0,27%) e no microgranito com vivianite (0,22%).

Os valores de P [P= K – (Na + Ca)], expresso em milicatiões, são negativos em todas as amostras, mas com o granodiorito de Murços o valor mais elevado neste parâmetro (-11,89) significativamente mais elevado que os do leucogranito (-44,16), granito de Ervedosa (-65,21), e do microgranito (-88,57). Estes números apontam para o facto

comprovado petrograficamente de que o granodiorito é o mais rico em FK pois é o que que apresenta P mais alto. Os valores mais negativos que apontam para as rochas mais ricas em albite como o microgranito e o granito de Ervedosa.

No que diz respeito aos teores de Na_2O, as amostras mais ricas correspondem ao microgranito (4,63%) e o granito de Ervedosa (4,26%), enquanto o granodiorito de Murçós e o leucogranito Murçós correspondem às amostras mais com teores de Na_2O mais baixos, de 3,06% e 3,59% respetivamente.

Os teores de P_2O_5, e do F mais altos são registados pelo microgranito (0,45% e 0,36) e pelo granito de Ervedosa (0,34% e 0,10%), teores que se encontram de acordo com as observações petrográficas onde se observou a presença de vivianite e de apatite respetivamente.

A saturação em alumina nos granitoides analisados (i.e, composição metaluminosa, peraluminosa) foi determinada utilizando o índice A/CNK [A/CNK = Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O), em proporção molar, mas também o índice ASI [ASI = Al_2O_3 / (CaO – 1.67 x P_2O_5 + Na_2O + K_2O), em proporção atómica], uma vez que este último tem em conta a proporção de CaO que é incluída na apatite *(Frost et al., 2001)*.

No que toca ao índice A/CNK, todas os granitoides apresentam valores altos, que podem também traduzir sinais de alteração pós-magmática. Destaca-se o valor mais elevado registado no microgranito com vivianite (1,92), ao qual se segue o leucogranito de Murçós (1,83), o granito de Ervedosa (1,78) e, com o valor mais baixo o granodiorito de Murçós (1,70).

Os valores do índice ASI são igualmente elevados em todas as amostras, mas ligeiramente mais baixos que os valores de A/CNK, verificando-se, que neste caso o valor mais elevado do índice ASI é apresentado pelo leucogranito de Murçós (1,80) ao qual se segue o microgranito com vivianite (1,75), e os valores mais baixos a serem registados pelo granodiorito de Murçós (1,62) e pelo granito de Ervedosa. Apesar das ligeiras diferenças dos valores dos índices A/CNK e ASI, todas as amostras podem ser classificadas como rochas ácidas peraluminosas. Que implica também a presença de corindo normativo *(Tabela 5)*.

Na *Tabela 5* são apresentadas as composições normativas CIPW calculadas para as amostras analisadas.

Amostra	Q	C	Or	Ab	An	Hy	Il	Ap	Fr	Py	Somatório
Erv GGF1	36,419	3,593	21,452	36,047	0,000	1,565	0,074	0,486	0,000	0,000	99,636
Mur GD B2/23	31,283	3,881	28,839	25,893	2,490	5,690	0,597	0,640	0,115	0,019	99,446
Mur LG B1/23	36,494	3,773	22,634	30,378	2,062	1,873	0,133	0,189	0,026	0,019	97,582
Mur MG 9/23	35,303	4,262	18,025	39,178	0,000	1,589	0,015	0,396	0,000	0,037	98,805

Tabela 5 – Composição normativa (CIPW) das amostras analisadas.

Tendo em conta os resultados obtidos a nível dos teores de elementos maiores e menores, os litótipos considerados podem ser classificados desde o granitoide menos evoluído ao mais evoluído:

(1) granodiorito de Murços (amostra Mur GD B2/23);
(2) leucogranito de Murços (amostra Mur LG B1/23);
(3) microgranito com vivianite (amostra Mur MG 9/23);
(4) granito moscovítico de Ervedosa (amostra Erv GGF 1).

6.5. Diagramas de Harker e parâmetros geoquímicos

6.5.1. Elementos maiores

Quando projetados os teores percentuais dos elementos maiores vs. SiO_2 das rochas analisadas *(Figura 271)*, o granodiorito de Murços corresponde a uma rocha granitoide com uma projeção distinta relativamente à dos outros 3 granitos. A menor evolução do granodiorito de Murços é, desde logo denunciável por corresponder ao litótipo com menor teor de SiO_2 e por corresponder, igualmente, ao granitoide que exibe os teores mais elevados em óxidos de elementos compatíveis como Fe, Mg, Ca, Ti, K, FeO^t bem como o parâmetro #Mg, denotando o fracionamento de fases minerais ferromagnesianas como a biotite.

Os teores de SiO_2 são relativamente mais elevados no granito de Ervedosa (75,82%) no microgranito com vivianite (74,63%) e o leucogranito de Murços (73,82%). Os elementos compatíveis como Fe, Mg, Ca, Ti, K, $Fe_2O_3^t$, são também consideravelmente mais baixos nestas amostras quando comparadas com a do granodiorito de Murços. Os teores de Fe_2O_3, são baixos e relativamente próximos entre si, com o leucogranito de Murços com 0,88%, seguindo-se o granito de Ervedosa (0,77%) e o microgranito de Murços a exibir o teor mais baixo (0,72%). O parâmetro B *(Figura 272)* nestas amostras é consideravelmente mais baixo (de 10,62 a 16,60), já denunciável pelos teores mais baixos de Fe_2O_3 e MgO, mas pela fraca observação petrográfica da biotite nas mesmas. O microgranito com vivianite corresponde à amostra com parâmetro B mais baixo 10,62,

correspondendo, também, ao único granitoide onde não foi detetada biotite. O leucogranito apresenta o valor de B de 32,50, resultado da presença de biotite e opacos como a ilmenite verificável petrograficamente. O granito de Ervedosa, no qual apenas esporadicamente foi detetada biotite, apresenta o valor de B mais intermédio (24,71). Os valores de B obtidos, em conjunto com os valores de #Mg baixos determinados no granito de Ervedosa (0,153), no leucogranito de Murçós (0,240) e no microgranito (0,052), apontam para que estes granitoides tenham resultado de magmas evoluídos em que o leucogranito corresponderá, deste ponto de vista, à rocha menos evoluída das três. A ausência de piroxenas e com o valor do parâmetro B [B = Fe + Mg + Ti] elevado (B=54,63), a biotite é a fase mineral responsável pelo controlo da concentração destes elementos nomeadamente no granodiorito. Os teores de Al_2O_3 são relativamente semelhantes em todas as amostras analisadas não sendo assim descriminante. Porém, convém referir que parte dos teores em Al_2O_3 poderão refletir processos pós-magmáticos detetados, nomeadamente moscovitização e microclinização. A projeção de Al_2O_3 vs. SiO_2 revela, que o granodiorito e o microgranito são os que revelam teores de Al_2O_3 mais altos, mas que não acompanha o aumento do teor de SiO_2. As projeções de SiO_2 vs K_2O e vs. Na_2O (que podemos paralelizar com a norma CIPW) mostram a importância do FK no granodiorito e da albite no microgranito.

Os teores de P_2O_5 são baixos em todas as amostras, insinuando um fraco fracionamento de apatite nas amostras analisadas. Este facto, explica em parte, os teores elevados em elementos incompatíveis, tipicamente incorporados na apatite, e observados no granodiorito de Murçós.

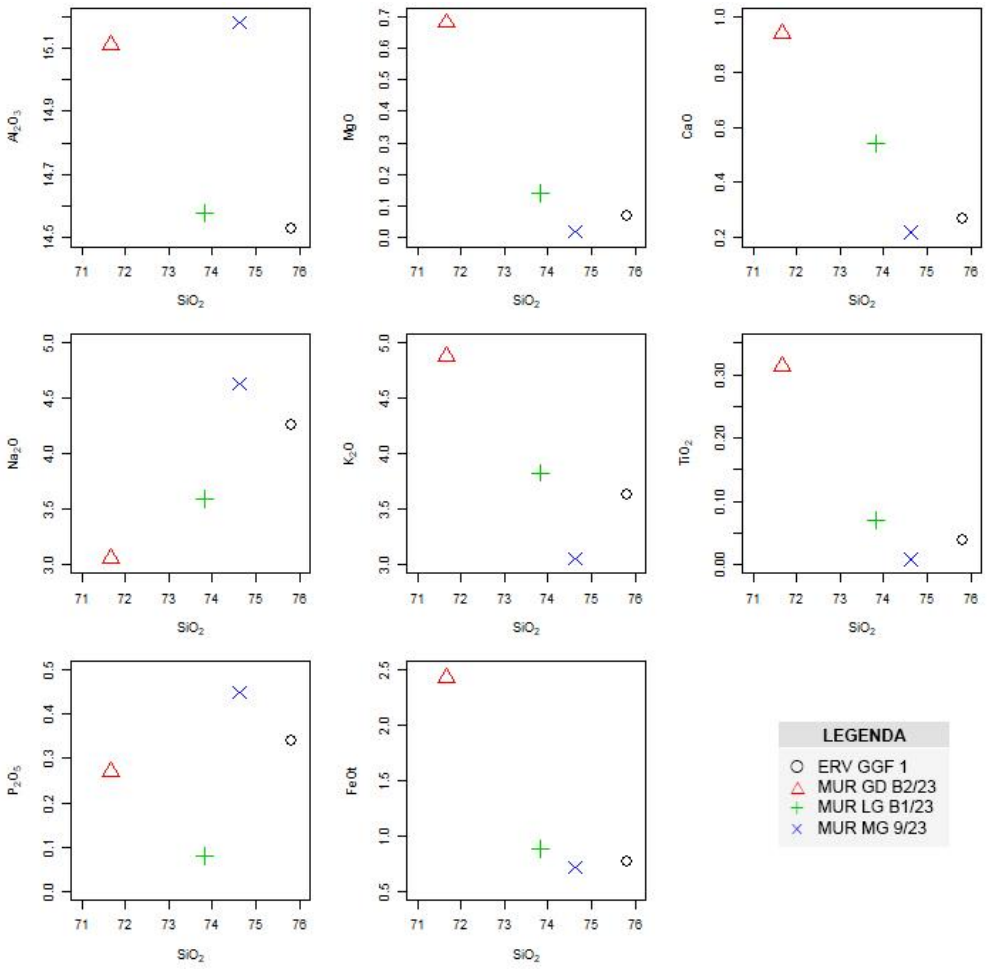


Figura 271 – Diagramas de Harker relativos aos elementos maiores e menores vs. SiO_2 relativos aos litótipos analisados.

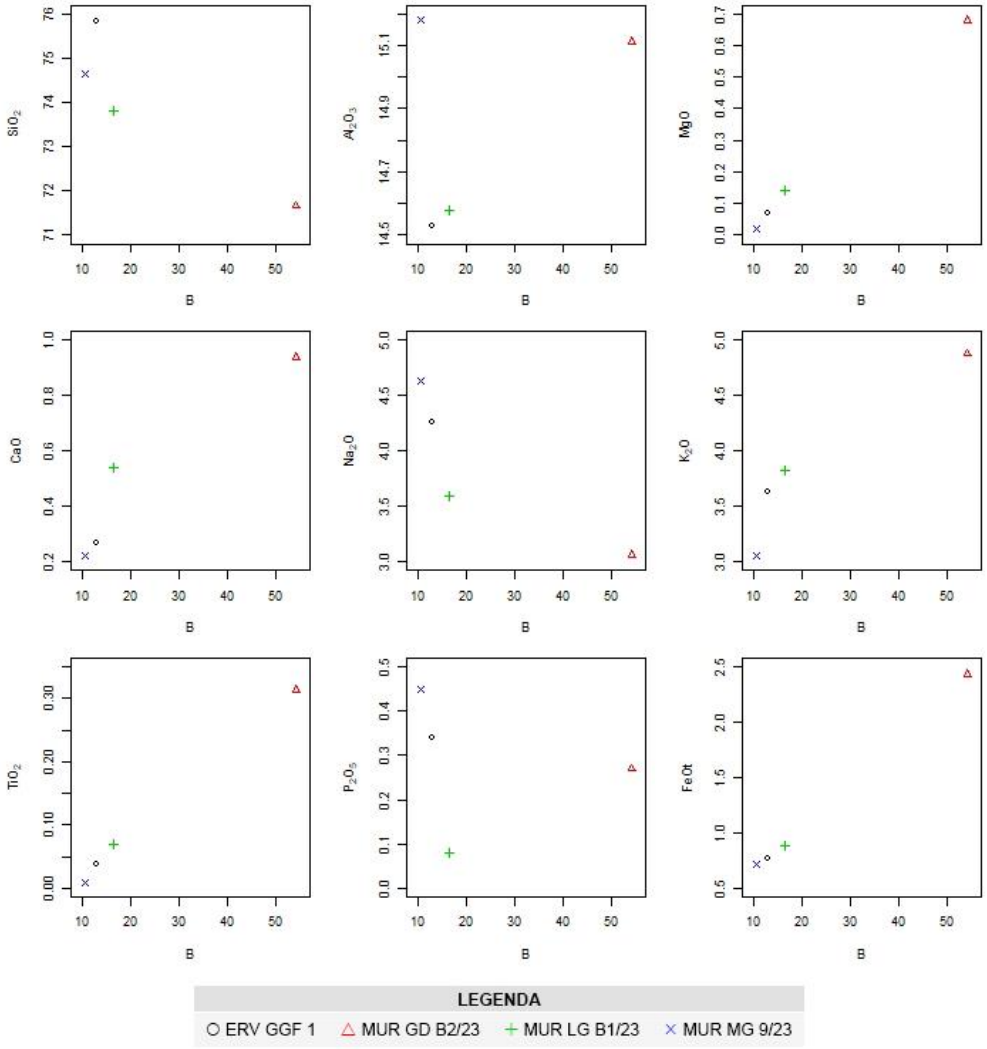


Figura 272 – Diagrama binário relativo aos elementos maiores e menores vs. B relativos às amostras analisadas.

6.5.2. Elementos menores

No que toca ao Sn, O granodiorito de Murços apresenta um teor de 43 ppm, o granito de Ervedosa 38 ppm, o leucogranito de Murços apresenta uma das mais altas concentrações de Sn (117 ppm) e nele foram identificados cristais de cassiterite centimétricos, mas tardios a substituir diferentes minerais. O microgranito com vivianite apresenta o valor de concentração em Sn mais elevado de todas as amostras (145 ppm) e corresponde à fácies mais evoluída, a julgar pelo grande enriquecimento em Sn mas também noutros elementos incompatíveis como o Rb, cujos reais teores são superiores a 1000 ppm.

De acordo *Lehmann (1990)* podem ser considerados como *tin granites* os granitos não alterados com teores de Sn situados entre 18-26 ppm. Pelo que todas as fácies leucocratas podem ser em parte responsáveis pelas mineralizações em cassiterite,

dado corresponderem a fácies bastante evoluídas e com concentrações significativas de Sn em que foram reconhecidos pequenos cristais de cassiterite magmática nomeadamente no granito de Ervedosa e no microgranito.

No caso do granodiorito, o facto de apresentar 43 ppm de Sn é pouco provável que este seja devido a um fracionamento do Sn durante a fase magmática, e que aqueles teores se devam à circulação de fluídos posteriores portadores de Sn, isto é, um enriquecimento pós-magmático que pode ser explicado pelo facto de ser o encaixante dos veios mineralizados.

Relativamente ao W, os valores de concentração apurados são baixos em todos os granitoides. O granodiorito de Murçós mostra uma concentração de 9,3 ppm, o granito de Ervedosa de 9,1 ppm, o microgranito com vivianite de 7ppm, e o leucogranito de Murçós de 13,5 ppm, sendo este último, aquele que apresenta os teores mais elevados de W. Pelo que se pode afirmar que nenhum destes granitos seja especializado em W.

Tendo por referência o Granodiorito de Murçós, quanto aos elementos menores, dos que exibem teores acima de 10 ppm temos o As (56 ppm), o Pb (34 ppm), o Cs (28,2 ppm), o Be (26 ppm), o Ga (22 ppm), o U (11,2 ppm) e o Cu (10 ppm); os restantes ocorrem em concentrações abaixo dos 10ppm, tais como o Mo (6 ppm), o Sc (5 ppm), o Hf (3,3 ppm), e o Ge (1,9 ppm), ou com concentrações abaixo de 1ppm, nomeadamente o Bi (0,5 ppm).

Observa-se nos diagramas de Harker relativos aos elementos menores (*Figura 273)*, que o granodiorito de Murçós exibe os mais altos teores de Cr (110 ppm) Ba (410 ppm), Sr (120 ppm) Y (15,9 ppm), Zr (117 ppm), e Th (15,1 ppm). Os restantes granitoides registam um empobrecimento nestes elementos, exibindo concentrações bastante mais reduzidas na maioria das situações. Relativamente às concentrações destes elementos no granito de Ervedosa, no leucogranito de Murçós e no microgranito com vivianite, os diagramas de Harker da *Figura 273*, denotam, um empobrecimento destes litótipos nestes elementos. sendo o leucogranito de Murçós o menos empobrecido, o que é expectável, visto que, embora possa ser considerado um granito evoluído, é o menos evoluído dos três.

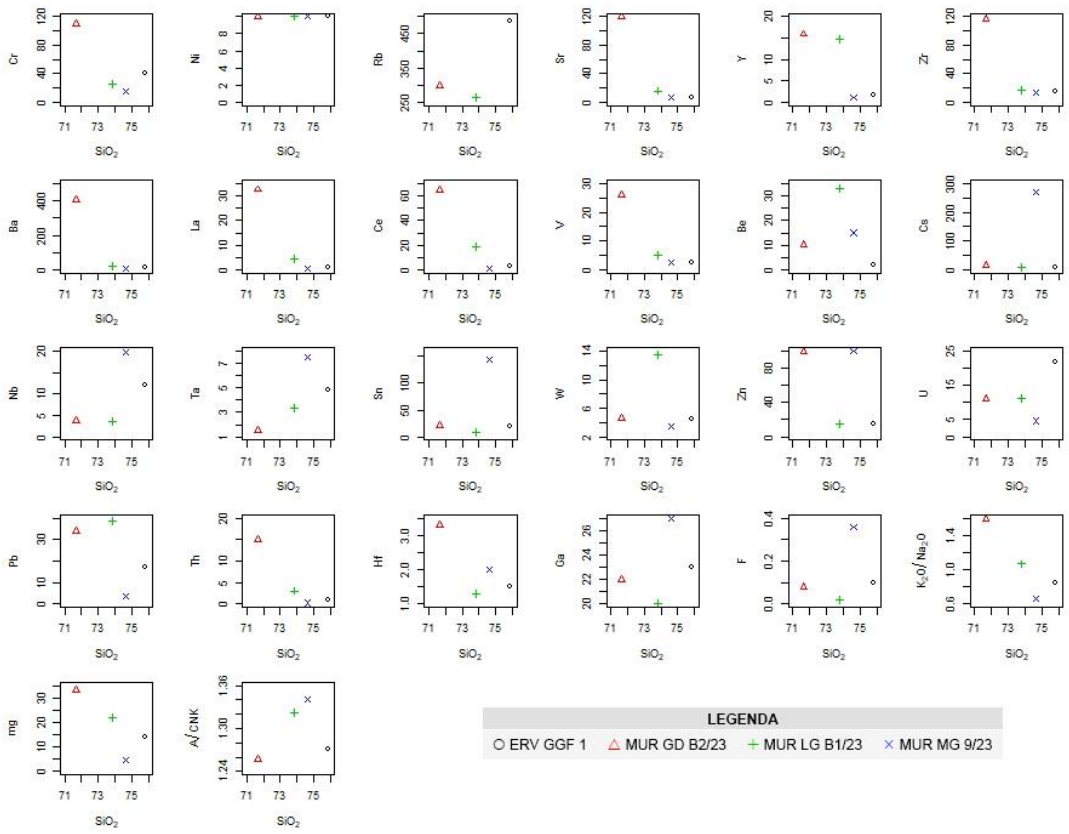


Figura 273 – Diagramas de Harker relativos às concentrações de elementos traço vs. SiO_2 obtidos nas amostras de granitoides analisadas.

6.6. Elementos de terras raras (TR)

No que diz respeito aos elementos de terras raras (TR) *(ver Figura 273)*, o granodiorito de Murçós, corresponde à amostra onde o somatório de terras raras (ΣTR) mostra o valor mais elevado (150,33 ppm) com La (32,7 ppm), Ce (64,6 ppm), Pr (7,46 ppm), Nd (27,7 ppm), Sm (5,26 ppm), Gd (3,96 ppm) e Dy (3,39 ppm) a ser uma indicação da ocorrência destes elementos em fases minerais acessórias, como o zircão, monazite e apatite.

Estes valores diferem relativamente aos das restantes amostras por várias dezenas de ppm, mas que em pouco ultrapassa os 100ppm, mais uma evidência do fraco fracionamento destes elementos nas fases minerais acessórias. O leucogranito de Murçós é a amostra que apresenta o segundo valor mais alto de ΣTR (48,28 ppm), ao qual se segue o granito de Ervedosa (11,10 ppm) e o microgranito com vivianite (4,16 ppm). Estas concentrações são muito baixas pelo que refletem um elevado fracionamento destes elementos durante o processo de cristalização.

O valor da razão ΣTRL/ΣTRP (10,92) no granodiorito de Murçós é, também o mais elevado de todas as amostras, evidenciando um enriquecimento em TRL relativamente a TRP o que se pode correlacionar com a presença de fases minerais acessórias como a apatite, o zircão, a monazite e plagióclase *(Bea et al., 1994)*. Apesar de o granodiorito de Murçós corresponder à amostra onde o valor da razão ΣTRL/ΣTRP ser mais alto (10,92), que os valores encontrados no granito de Ervedosa (5,00), no leucogranito de Murçós (4,33) e no microgranito com vivianite (2,43) mostram, que em todos os litótipos analisados existe um maior fracionamento das TRL relativamente as TRP *(Figura 274)* o que implica padrões dos espectros com um padrão descendente, e que reflete que em todas as litologias há mais TRL que TRP. Todos os espectros das amostras consideradas têm forma de asa *(wing-shaped)*, são ligeiramente arqueados nos perfis, refletindo o efeito tétrada das TR desencadeado por influências hidrotermais *(Peppard et al., 1969; Irber, 1999)*, e que é mais intenso, sobretudo, no microgranito com vivianite. Em todas as amostras se observam anomalias negativas do Eu bem marcadas, sobretudo no caso do microgranito com vivianite $[(Eu/Eu^*)_N=0,01)$, no leucogranito de Murçós $[(Eu/Eu^*)_N=0,21)$ e granito de Ervedosa $[(Eu/Eu^*)_N=0,25)$, refletindo uma forte cristalização de plagióclase, e que no caso destes litótipos corresponde à albite.

No caso do granodiorito de Murçós, a anomalia negativa do Eu é a mais alta de todas as amostras $[(Eu/Eu^*)_N=0,49)$, refletindo a cristalização da plagióclase. Quando projetados os valores de Sr, Ba e CaO/Al_2O_3 vs. Eu/Eu* *(Figura 275a, b, c)* ficam evidentes correlações positivas entre os elementos considerados, e que reflete um fracionamento do feldspato potássico, especialmente notável no caso do granodiorito de Murçós. As projeções de La vs. Eu/Eu* e Th vs. Eu/Eu* *(Figura 276a, b)* mostram que existe uma correlação entre estes elementos e a anomalia do Eu, sendo por isso mais um argumento a favor do fracionamento do feldspato potássico, isto porque tanto o La como o Th mostram um comportamento de fracionamento preferencial em fases minerais félsicas como o feldspato *(Xu et al., 2005; Yang, 2012; Jung et al., 2015)*. Para além disto, as projeções de Sr vs. ΣTR, Ba vs. Th e La vs. CaO/Al_2O_3 *(Figura 277a, b, c)* evidenciam correlações igualmente positivas, mais uma vez indicando a importância do fracionamento do feldspato potássico, pelo que as anomalias negativas de Eu/Eu* determinadas nas amostras analisadas estarão relacionadas essencialmente com a cristalização do feldspato, e em menor grau, herdadas da fonte.

Os valores calculados de $(La/Yb)_N$ são, em todas as amostras positivos, evidenciando fracionamento entre TRP e TRL em todas amostras, mas onde o granodiorito de Murçós corresponde ao litótipo onde o fracionamento das TRL foi mais pronunciado face às

TRP, com um valor de $(La/Yb)_N$=24,02 (implicando um perfil maior inclinação. As restantes amostras apresentam valores de $(La/Yb)_N$ bastante inferiores, como o granito de Ervedosa (6,44), o leucogranito de Murços (5,44) e o microgranito com vivianite (2,50), demonstrando menor fracionamento das TRL. O comportamento de maior fracionamento das TRL no granodiorito de Murços é posto igualmente em evidência pelos valores de $(La/Sm)_N$ (4,01), superiores aos valores desta razão no leucogranito de Murços (2,88), no microgranito (2,76) e no granito de Ervedosa (2,69). Quando projetados os valores de concentração de La vs. Th e Yb vs. Zr *(Figura 278a, b)*, ficam evidentes em ambos os uma correlação positiva entre estes elementos, em todas as amostras exceto no caso do granodiorito de Murços. As referidas projeções mostram, por um lado uma correlação positiva entre o La vs. Th, indicando que o fracionamento das TRL se deu essencialmente ao nível da monazite, e por outro lado uma correlação também positiva e forte Yb vs. Zr, evidenciando a importância do zircão no fracionamento da TRP *(Zhu & O'Nions, 1999)*. A projeção dos valores de Y vs. Yb (ver *Figura 278c*) não estabelecem uma correlação clara, excluindo o envolvimento de xenótimo no fracionamento das TRP, e que ademais não foi detetado petrograficamente em nenhuma das amostras.

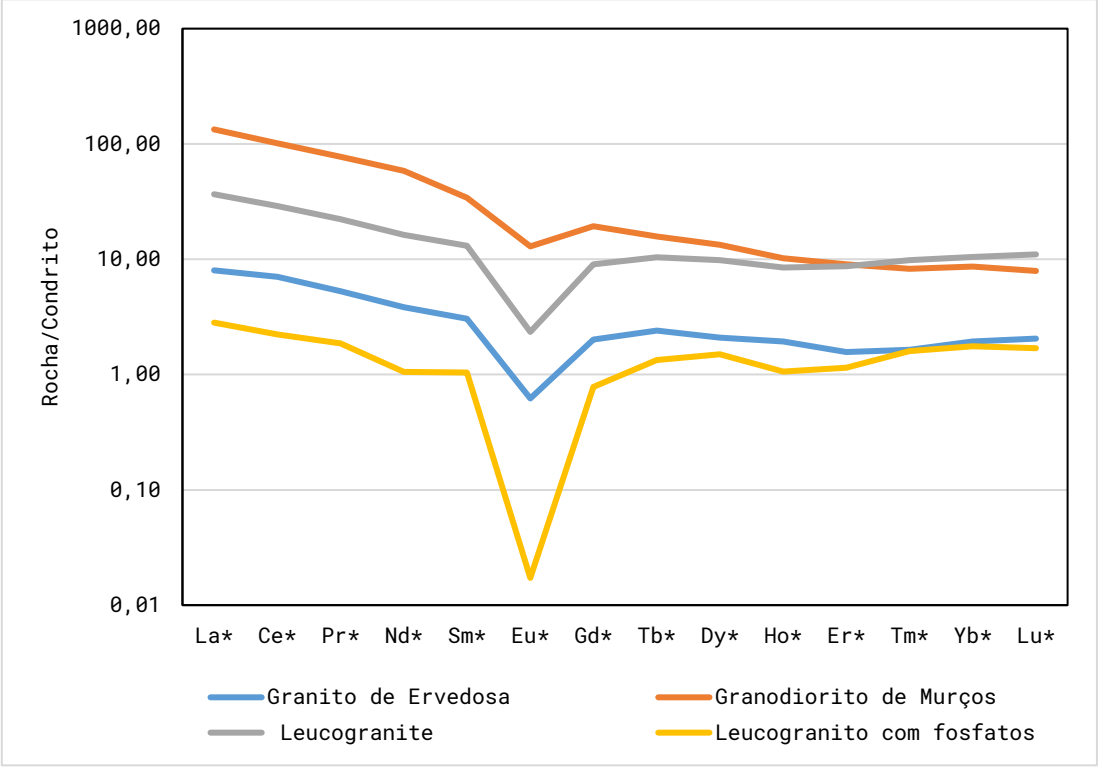


Figura 274 – Espectro de elementos de terras raras normalizadas ao condrito, relativas às amostras analisadas.

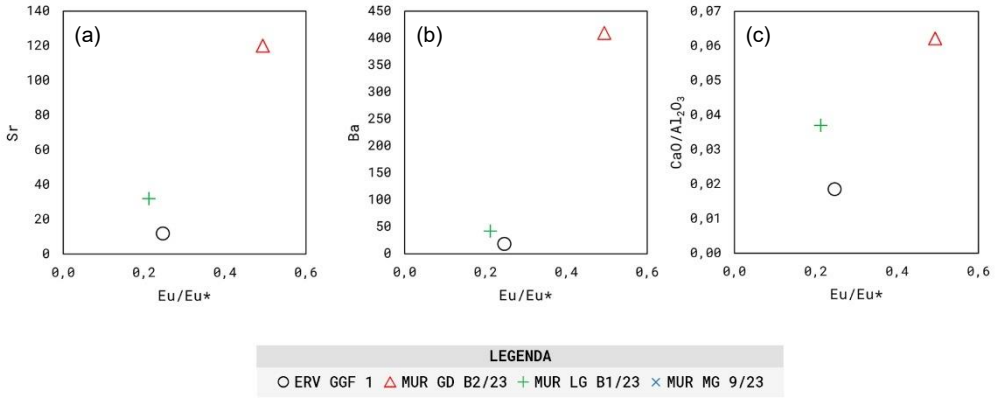


Figura 275 – Diagramas binários Sr vs. Eu/Eu* *(a)*, Ba vs. Eu/Eu* *(b)* e CaO/Al_2O_3 vs. Eu/Eu* *(c)* respeitantes às amostras analisadas.

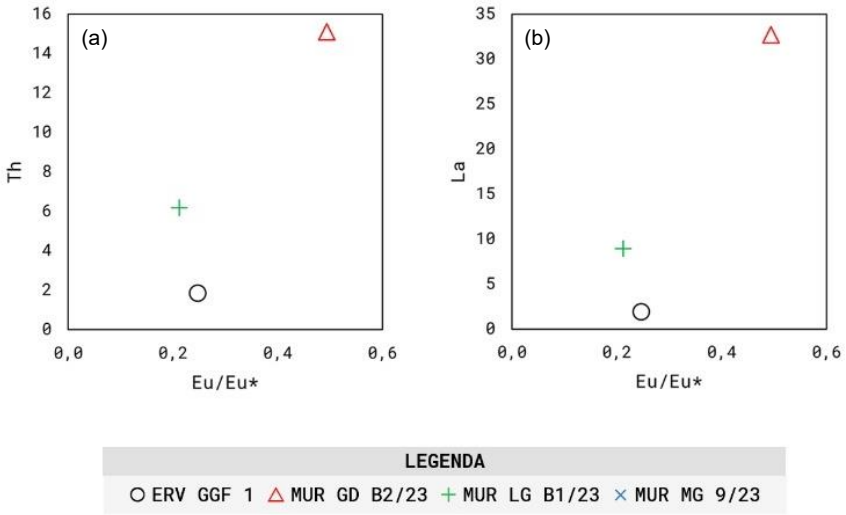


Figura 276 – Diagramas binários Th vs. Eu/Eu* *(a)* e La vs. Eu/Eu* *(b)* relativos às amostras analisadas.

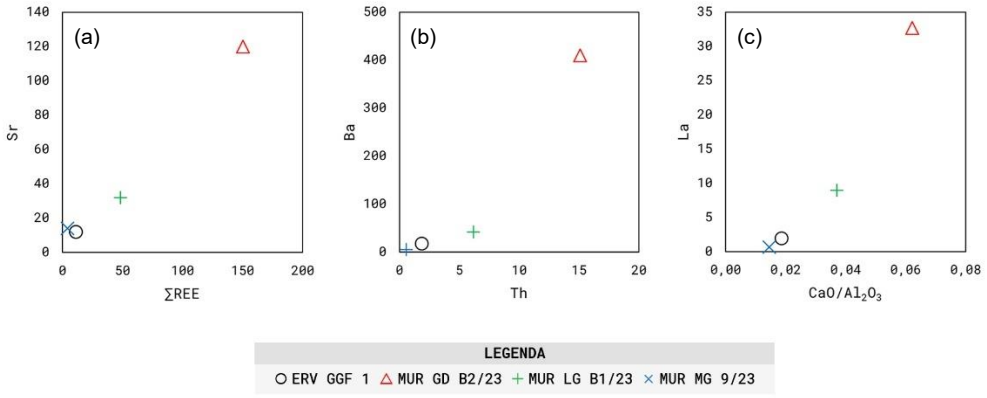


Figura 277 – Diagramas binários Sr vs. ΣTR *(a)*, Ba vs. Th *(b)* e La vs. CaO/Al_2O_3 *(c)* respeitantes às amostras analisadas.

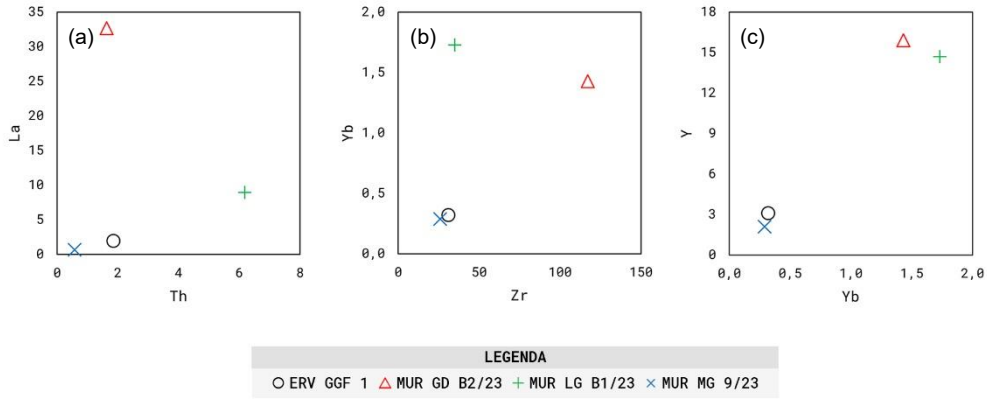


Figura 278 – Diagramas binários La vs. Th *(a)*, Yb vs. Zr *(b)* e Y vs. Yb *(c)* relativos às amostras analisadas.

6.7. Diagramas de discriminação geoquímica

Quando projetados os valores K_2O vs. SiO_2 de *Peccerillo & Taylor (1976) (Figura 279)* todas as amostras, à exceção do microgranito com vivianite, pertencem à série calcoalcalina rica em K. O microgranito com vivianite pertence nesta projeção à serie calcoalcalina, classificação que pode advir dos fortes efeitos dos processos pós-magmáticos que implicaram a deposição de vivianite. No que toca ao grau de saturação em alumina, todas as amostras são peraluminosas, tal como indicam os valores dos índices A/CNK e ASI superiores a 1. A projeção dos valores de A/NK vs. A/CNK no diagrama de *Shand (1943) (Figura 280)* confirmam a natureza peraluminosa de todas as amostras. No diagrama R1 vs. R2 de *De la Roche et al. (1980) (Figura 281)*, onde [R1 = (4Si – 11(Na + K) – 2(Fe + Ti), expresso em milicatiões; permite estimar o grau de

saturação em SiO_2] e [R2 = 6Ca+2Mg+Al, expresso em milicatiões; estima o rácio virtual feldspato potássico/plagióclase, variações composicionais das plagióclases e a percentagem de minerais máficos], mostra que todas as amostras são composicionalmente idênticas aos granitos. O mesmo se verifica no diagrama Na_2O + K_2O vs. SiO_2 de *Middlemost (1994) (Figura 282)*, todas as amostras se situam no campo composicional dos granitos. Tendo em conta os valores calculados dos parâmetros A [A = Al – (Na+K+2Ca)] e B [B = Fe+Mg+Ti] nas amostras analisadas, a projeção dos valores destes parâmetros no diagrama de *Debon & Le Fort (1983) (Figura 283)* mostra que três das amostras se situam no campo dos leucogranitos com moscovite > biotite (B<38) e que o "Granodiorito de Murços" se situa no campo dos granitos com biotite ~ moscovite. O carácter de maior peraluminosidade do granito de Ervedosa, do leucogranito de Murços e do microgranito com vivianite face ao granodiorito de Murços, é, ainda, posto em evidência no diagrama binário B vs. A modificado por *Villaseca et al. (1998) (Figura 284)*, onde as primeiras três amostras se situam no campo dos granitos félsicos altamente peraluminosos, enquanto o "Granodiorito de Murços" se situa no campo dos granitos altamente peraluminosos, mas já perto da transição para o campo dos granitos moderadamente peraluminosos. O digrama B vs. K / (Na+K) de *Debon & Le Fort (1988) (Figura 285)* corrobora a afirmação anterior, ao classificar todos os granitos como pertencentes ao grupo das associações leucocráticas, mais uma vez com a exceção do granodiorito de Murços que é classificado como pertencendo ao grupo das associações subleucocráticas. A projeção dos valores de Fe* [$Fe^* = FeO^T/(FeO^T + MgO)$] vs. SiO_2 de *Frost et al. (2001) (Figura 286)* projeta o granito de Ervedosa, o leucogranito de Murços e o microgranito com vivianite no campo composicional dos *"ferroan granites"*, enquanto o granodiorito de Murços é a única amostra a projetar-se no campo dos *"magnesian granites"*. Estes últimos têm vindo a ser associados a magmas oxidados ricos em H_2O, associados a contextos de subducção, enquanto os "*ferroan granites"* têm vindo a ser associados a magmas em condições redutoras associadas a contextos orogénicos, de extensão e colapso orogénico *(Frost et al., 2001)*. Ainda de acordo com a classificação de *Frost et al. (2001)*, mais precisamente no que diz respeito ao índice cálcio-alcalino modificado MALI [MALI(%) = Na_2O + (K_2O – CaO)], todas as amostras à exceção do granodiorito de Murços são classificadas como calco-alcalinas, próximas da transição para alcalino-cálcicas, enquanto o granodiorito de Murços se projeta no campo da composição alcalino-cálcica.

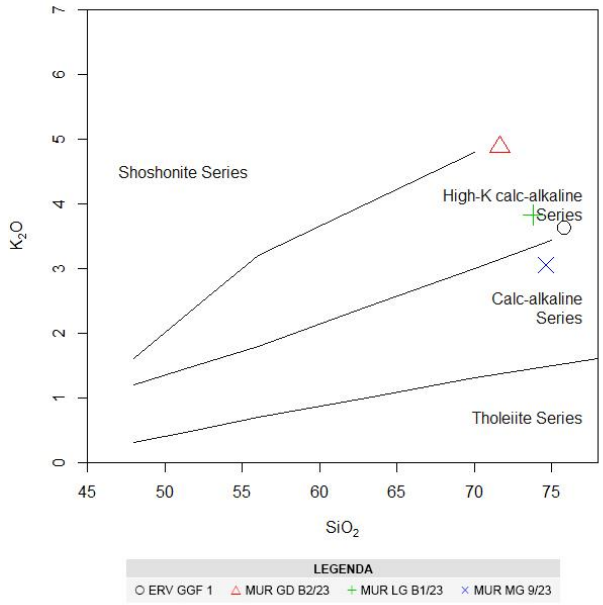


Figura 279 – Diagrama binário de discriminação geoquímica K_2O vs. SiO_2 de *Peccerillo & Taylor (1976)* respeitante às amostras analisadas.

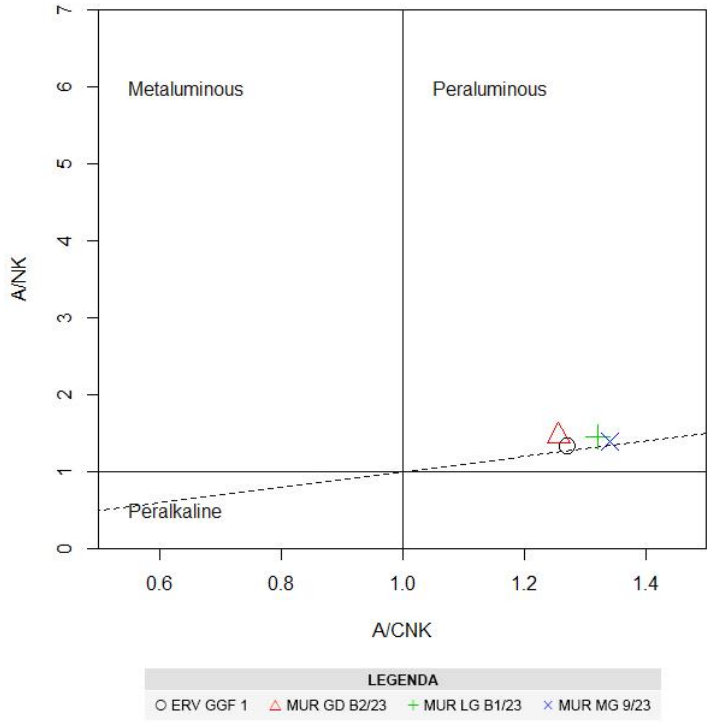


Figura 280 – Diagrama binário A/NK vs. A/CNK de *Shand (1943)* com as projeções das amostras analisadas.

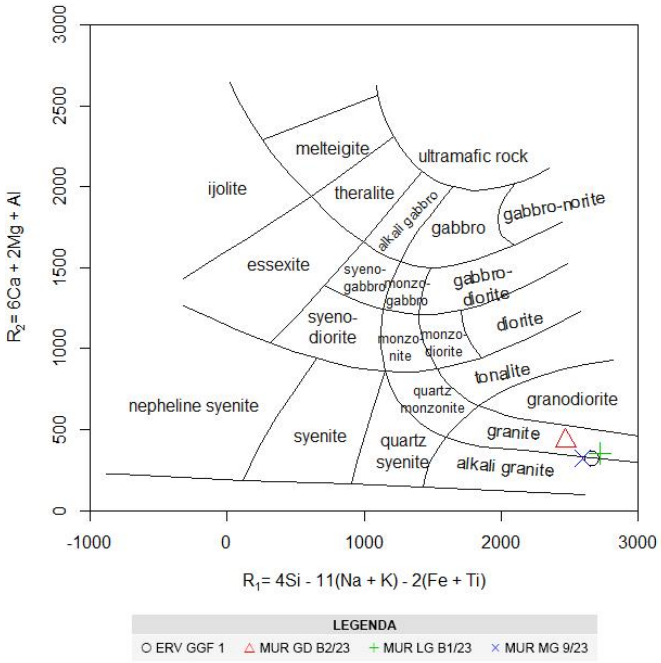


Figura 281 – Diagrama binário R2 vs. R1 de *De la Roche et al. (1980)* relativo às amostras analisadas.

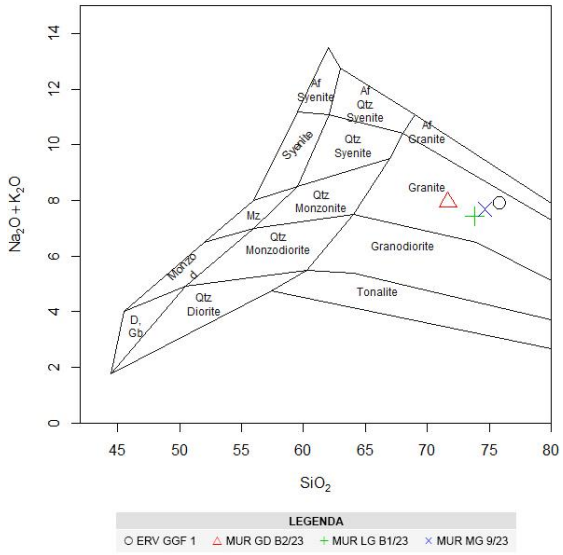


Figura 282 – Diagrama binário $Na_2O + K_2O$ vs. SiO_2 de *Middlemost (1994)* respeitante às amostras analisadas.

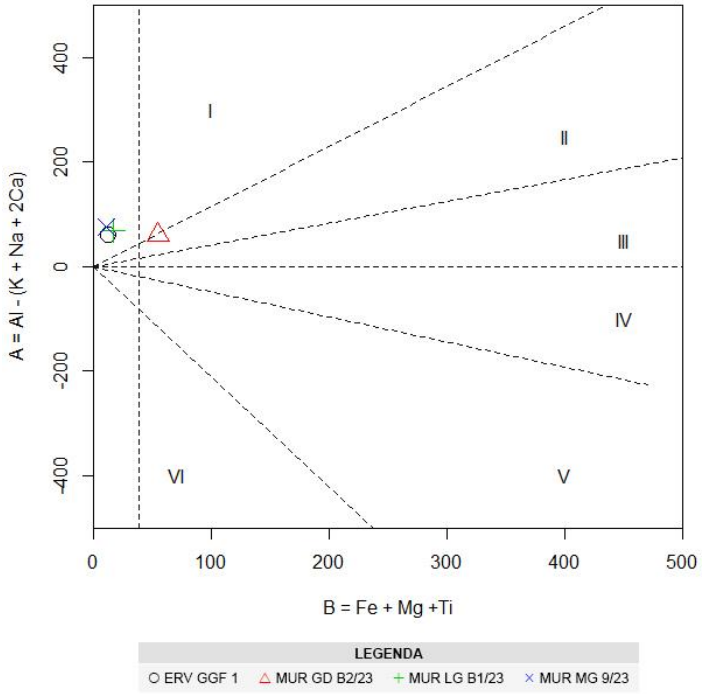


Figura 283 – Diagrama binário A vs. B de *Debon & Le Fort (1983)* relativos às amostras analisadas. I – Moscovite > Biotite; II – Biotite > Moscovite; III – Biotite; IV – Horneblenda + Biotite; V – Clinopiroxena; VI – Rochas com composições excecionais.

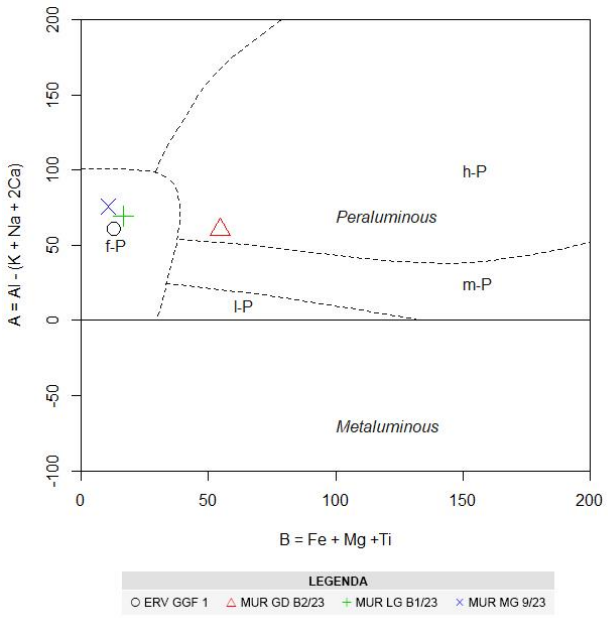


Figura 284 – Diagrama binário A vs. B modificado por *Villaseca et al. (1998)* com as projeções das amostras analisadas. f-P – granitos peraluminosos altamente félsicos; h-P – granitos altamente peraluminosos; m-P – granitos moderadamente peraluminosos; l-P – granitos fracamente peraluminosos.

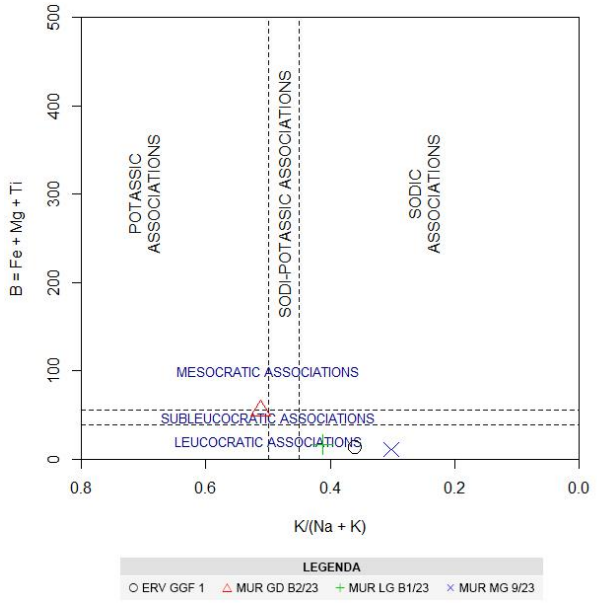


Figura 285 – Diagrama binário B vs. K / (Na+K) de *Debon & Le Fort (1988)* com as projeções das amostras estudadas.

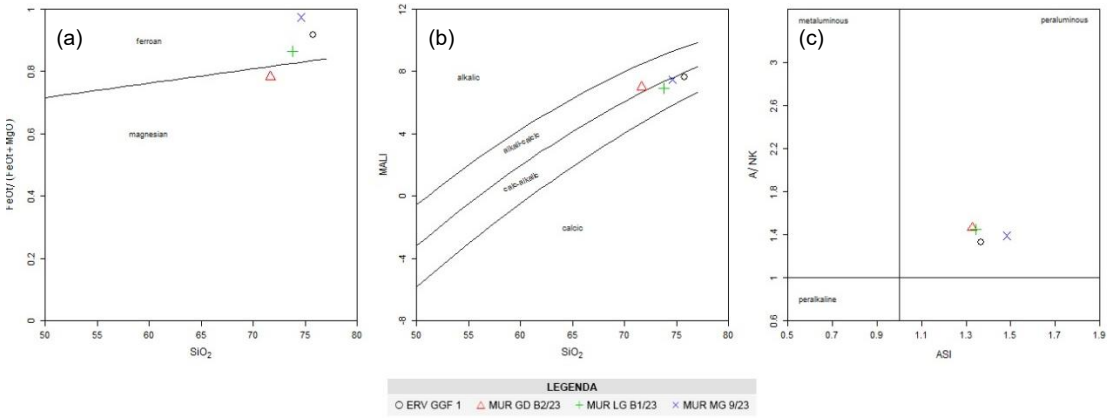


Figura 286 – Diagramas binários [$FeO^T/(FeO^T + MgO)$] vs SiO_2 *(a)*, (Na_2O + K2O – CaO) vs. SiO2 *(b)* e A/NK vs. ASI *(c)* de *Frost et al. (2001)* com as projeções das amostras analisadas.

6.8. Diagramas de discriminação geotectónica

A projeção binária R1 vs. R2 de *Batchelor & Bowden (1985) (Figura 287)* coloca todas as amostras no campo dos granitoides tipicamente sincolisionais. Nos diagramas binários de *Pearce et al. (1984) (Figura 288a, b, c, d)*, todos os granitoides analisados situam-se campo dos granitoides sincolisionais (syn-COLG – syncollisional granites) a sincolisionais-arco vulcânico (VAG+syn-COLG – syncollisional - volcanic arc granites), com o granodiorito de Murços a corresponder à amostra que mostra mais afinidade com o campo VAG, como mostram os diagramas binários Nb vs. Y e Ta vs. Yb, nestes último projetando-se na transição entre os campos dos granitos puramente sincolisionais e

granitos associados a arcos vulcânicos. Relativamente ao granodiorito de Murços esta classificação não é descabida, já que é geralmente atribuída aos granodioritos precoces uma afiliação do tipo I ou transicional do tipo I-S, ou seja, com uma origem mais profunda por fusão por anatexia de partes da crosta inferior mais profunda *(Capdevila et al., 1973; Villaseca et al, 1998)*, ou por hibridização entre magmas félsicos de origem crustal e fundidos mantélicos *(Dias & Leterrier, 1994; Beetsma, 1995; Azevedo & Nolan,1998; Dias et al, 1998; Dias, 2001; Neiva & Gomes, 2001; Dias et al, 2002; Azevedo et al, 2005; Gomes & Neiva, 2005)*.

No diagrama ternário Hf–Rb/30–3Ta de *Harris et al. (1986) (Figura 289)* todas as amostras são projetadas no campo *Group 2*, o campo designado a intrusões peraluminosas sinorogénicas, mas onde se pode observar a maior tendência do granodiorito de Murços em aproximar-se do campo VA *(vulcanic arc)*. Os resultados das várias projeções de discriminação do contexto tectónico, em conjunto com os dados de geoquímica de rocha total apontam para que o granito de Ervedosa, o leucogranito Murços e o microgranito com vivianite correspondem a rochas granitoides tipicamente sincolisionais, enquanto o granodiorito de Murços, embora tenha uma assinatura claramente sinorogénica, apresenta características que apontam para um carácter mais precoce, e que composicionalmente aproximam este litótipo a um contexto de subducção e colisão de placas e desenvolvimento de arcos vulcânicos.

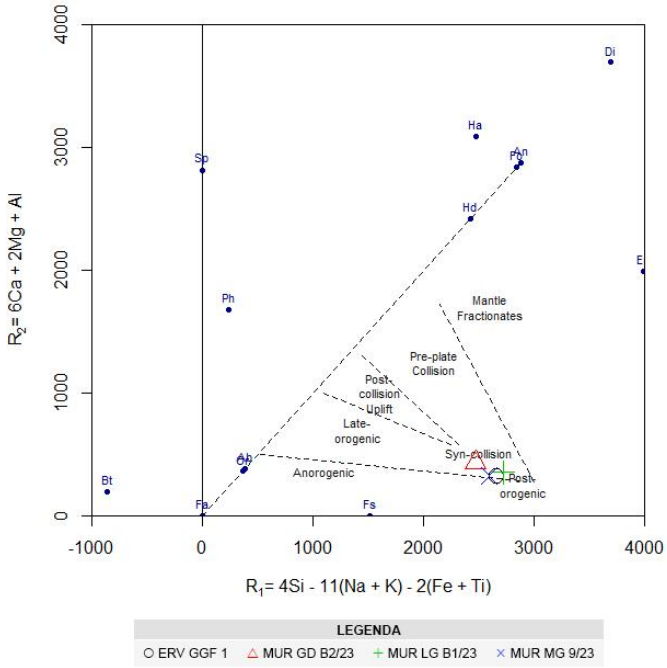


Figura 287 – Projeção das amostras analisadas no diagrama binário R1 vs. R2 de *Batchelor & Bowden (1985)*. Ab – albite; An – anorthite; Bt – biotite; Di – diopside; En – enstatite; Fa – fayalite; Fo – forsterite; Fs – ferrosilite; Hd – hedenbergite; Or – ortóclase; Ph – fengite; Sp – esfalerite.

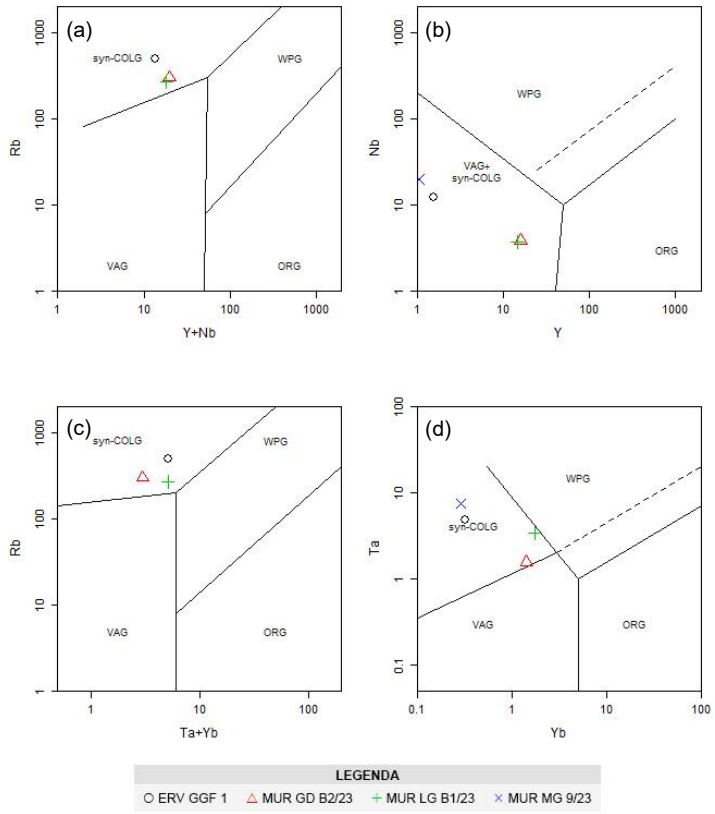


Figura 288 – Projeções das amostras analisadas nos diagramas binários Rb vs. Y+Nb *(a)*, Nb vs. Y *(b)*, Rb vs. Ta+Yb *(c)* e Ta vs. Yb *(d)* de *Pearce et al. (1984)*. syn-COLG – granitos sincolisionais; WPG –granitos intra-placa; VAG – granitos de arcos vulcânicos; ORG – granitos associados a riftes.

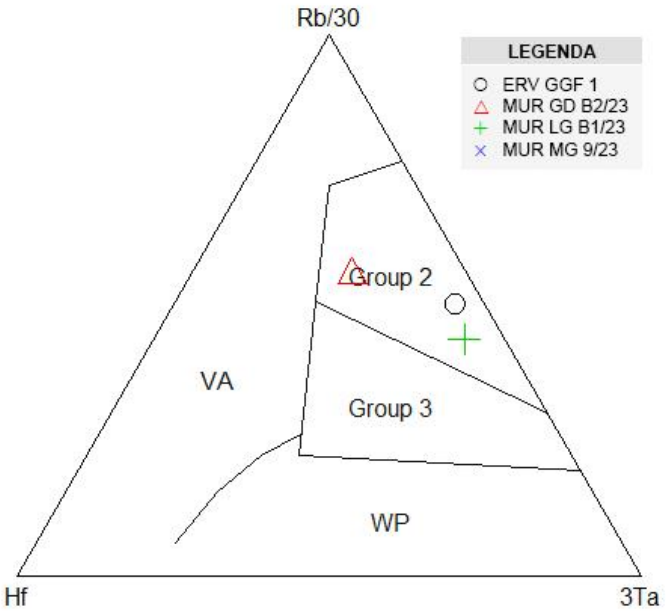


Figura 289 – Projeções das amostras no diagrama ternário Hf-Rb/30-3Ta de *Harris et al. (1986)*. VA – intrusões associadas a arcos vulcânicos; WP – intrusões intraplaca; Group 2 – intrusões peraluminosas sinorogénicas; Group 3 – intrusões tardi a pós-colisionais.

6.9. Tipologia das rochas granitoides

Tendo em consideração as características mineralógicas e geoquímicas dos granitoides analisados e as características apontadas por *Chappell & White (1974)* para os granitos do tipo S, isto é, teores de SiO_2 > 65%, teores de Na_2O baixos comparativamente aos teores de K_2O, índice A/CNK>1,1 e corindo normativo >1% na norma CIPW, pode-se afirmar que todas os litótipos correspondem a granitos do tipo S. A origem dos granitos fortemente peraluminosos do tipo S tem vindo a ser associada à fusão parcial por anatexia de metassedimentos ricos em Al (metapelitos e metapsamitos) *(Chappell & White, 1974)*. Segundo *Chappell (1999)*, o comportamento contrastante do P_2O_5 nos granitos do tipo I e S, são tidos como uma das características mais distintivas entre ambas as tipologias. Em geral, o P_2O_5 diminui com o aumento do SiO_2 nos granitos do tipo I, enquanto o P_2O_5 nos granitos do tipo S apresenta grandes variações, mas concentra-se num valor moderado com a diminuição de SiO_2. A ampla variação do P_2O_5 nos granitos do tipo S tem vindo a ser atribuída à ampla variedade do índice A/CNK em fundidos derivados de rochas metassedimentares, dado que solubilidade da apatite é

significativamente maior em magmas peraluminosos *(Wolf & London, 1994)*. Nos diagramas de Harker da *Figura 271*, mais concretamente no diagrama P_2O_5 vs. SiO_2, observa-se que as amostras analisadas partilham maior similaridade com os granitos do tipo S neste parâmetro, observando-se não ter existido um empobrecimento em P_2O_5 com o aumento de SiO_2. Para além disto, a projeção dos teores de P_2O_5 vs. A/CNK *(Figuras 290 e 291)* coloca ainda mais estas semelhanças em evidência, verificando-se que o granito de Ervedosa e o microgranito com vivianite projetam-se no campo dos granitos ricos em P, enquanto o granodiorito de Murços se situa praticamente na fronteira entre o campo dos granitos ricos em P e pobres em P, campo onde se encontra também o leucogranito de Murços. A projeção do leucogranito de Murços no campo dos granitos pobres em P poderá estar relacionada com as alterações pós-magmáticas, nomeadamente caulinização.

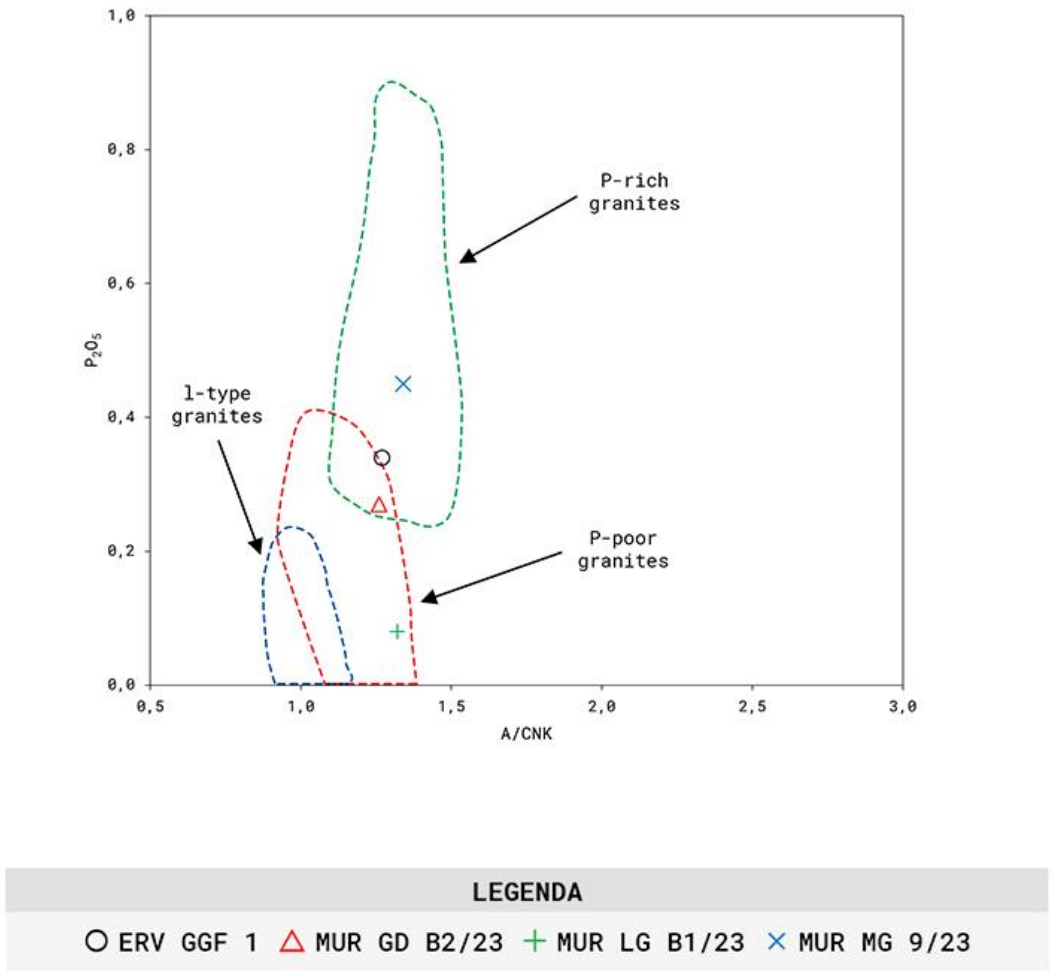


Figura 290 – Projeção das amostras no diagrama binário P_2O_5 vs. A/CNK. Os campos discriminantes são adaptados dos trabalhos de *Villaseca et al. (1998a)*, *Andonaegui (1990)* e *Wolf & London (1994)*.

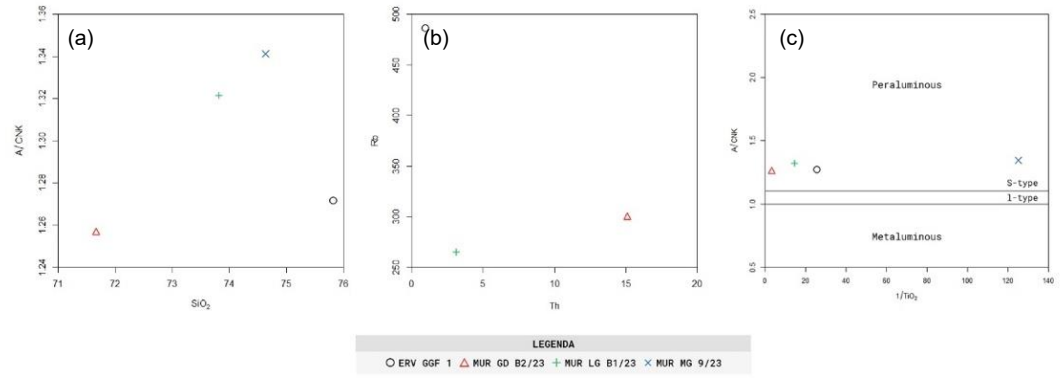


Figura 291 – Projeções das amostras nos diagramas binários A/CNK vs. SiO_2 *(a)*, Rb vs. Th *(b)* e A/CNK vs. $1/TiO_2$ de *Müller et al. (2005)*.

6.10. Origem dos magmas

Todas as amostras consideradas exibem elevados teores de SiO_2 (71,66 – 75,82%), de K_2O (3,05 – 4,88%) e Na_2O (3,06 – 4,26%), e teores mais baixos de MgO (0,02 – 0,68%) e FeO^t (0,72 – 2,43%). O granodiorito de Murços destaca-se por possuir teores mais elevados de MgO e de FeO^t. Apesar disto, os teores destes elementos evidenciam que nenhuma das amostras poderá derivar de materiais mantélicos *(Anderson, 1983; Taylor & McLennan, 1985)*.

Os diferentes diagramas de classificação anteriormente expostos, todas as amostras à exceção do granodiorito de Murços evidenciam derivar por processos de cristalização de magmas resultantes da fusão de protólitos félsicos de natureza metassedimentar. O granodiorito de Murços, apresenta características que denunciam uma proveniência mais máfica, mas que não de materiais mantélicos, pelo que deverá resultar de rochas da crusta inferior de composição anfibolitica.

O granodiorito a Murços é o que mostra enriquecimento em Ba (410), Sr (120), Zr (117) Th (15,1), Cr (110 ppm) e ΣTR sugerindo que a sua origem não estará exclusivamente ligada à fusão parcial por anatexia de materiais quartzo-feldspáticos da crosta superior, mostrando uma maior assinatura geoquímica de granitos resultantes da fusão parcial de materiais da crosta inferior mais profunda ou por hibridização entre magmas com diferentes origens. Por oposição, as restantes amostras evidenciam características claras de cristalização fracionada de magmas gerados por fusão de materiais metassedimentares quartzo-feldspáticos da crusta superior.

No espetro Rocha/Crosta continental *(Figura 292)* todas as amostras analisadas registam anomalias negativas bastante pronunciadas nomeadamente do Ti e do K e

anomalias positivas para o Cs, Rb, Ta e U. Contudo podem verificar-se distinções nomeadamente dos três leucogranitos relativamente ao granito biotítico-moscovítico ou "Granodiorito de Murçós" (GM) os primeiros registam anomalia negativa em Ba, Th, La, Ce, Nd, Hf, Zr e Sm ao contrário do GM em que a anomalia é positiva para todos esses elementos.

No espetro Rocha/Manto primitivo *(Figura 293)* todas as amostras registam anomalia negativa bastante pronunciadas de Ti e anomalias positivas para o Cs, Rb, U, Ta e Pb. Contudo podem verificar-se distinções do GM relativamente aos três leucogranitos pois o primeiro regista anomalia positiva em Nd, Zr, Sm e Eu ao contrário dos leucogranitos.

O Ba é um dos elementos discriminantes nos dois espectros do GM pois em ambos se regista anomalia positiva. Contudo, no caso do GM e, quando comparado com as restantes amostras, é o único em que existe uma anomalia positiva em Ba e, simultaneamente uma anomalia negativa em K.

Classicamente, anomalias positivas em Ba acompanhadas por anomalias negativas em K, em granitoides tem vindo a ser interpretadas como representativas do fracionamento do feldspato potássico e em menor grau das micas, a partir do magma parental.

Anomalias positivas em Ba tem vindo também a ser associadas à fusão de protólitos, dentro do campo de estabilidade da plagióclase, como resultado da fusão de anfíbolas em rochas da crusta inferior *(Rossiter & Gray, 2008; Iveson et al., 2018; Aizawa et al., 2021; Dai et al., 2023)*.

O grau de sericitização dos feldspatos potássicos do GM não é de tal modo intenso que possa justificar um enriquecimento em Ba, em função da depleção do K.

A anomalia positiva em Ba não pode ser explicada somente pela cristalização fracionada do feldspato potássico, implicando que o protólito que deu origem ao granodiorito estaria mais enriquecido em Ba face às restantes amostras, favorecendo a hipótese que o protólito do granodiorito de Murçós ter uma origem em materiais crustais mais profundos.

No que toca às anomalias positivas, destaca-se as anomalias positivas em Rb, Cs, U, Nb, Ta e P em todos os granitoides, porém o granodiorito de Murçós mostra as mais fracas anomalias positivas nestes elementos.

De acordo com *Pearce et al. (1984)*, as anomalias positivas em Rb e Cs, quando comparadas com a anomalia positiva bastante menos significativa do Nb, indicam protólitos de origem crustal.

O GM apresenta além de anomalia positiva em Ba possui também em Th, La, Ce, Nd, Hf, Zr, Sm e Y ao contrário dos leucogranitos.

GM é o únic amostra uma ligeira anomalia positiva em Zr, Hf e Sm, o que sugere o envolvimento de materiais da crosta inferior, já que os minerais típicos das rochas da crosta inferior tais como granada, anfíbolas e piroxenas se encontram enriquecidos nestes elementos face ao manto e à crosta superior *(Zha et al., 2025)*.

No diagrama multi-elementos da *Figura 292*, destaca-se uma pronunciada anomalia positiva em Pb em todas as amostras. De acordo com *Finger & Schiller (2012)*, o enriquecimento em Pb em granitos do tipo S formados a partir da fusão anatética das rochas metassedimentares da crosta superior ricas em moscovite, podem adquirir enriquecimentos consideráveis em Pb, já que a moscovite é um importante mineral alojador do Pb em metapelitos, pelo que podem ser libertadas concentrações consideráveis de Pb a partir da moscovite durante os processos de anatexia. A anomalia positiva em Pb verificada em todos os leucogranitos corrobora, assim, as evidências até aqui verificadas relativas à sua proveniência crustal. A favor deste argumento estão ainda os valores das razões CaO/Na_2O inferiores a 0,3, com os valores de 0,06 para o granito de Ervedosa, 0,15 para o leucogranito de Murçós (0,15) e de 0,05 para o microgranito com vivianite, valores que implicam que este litótipos resultaram da fusão parcial de metapelitos *(Jung & Pfänder, 2007)*. Pelo contrário, o GM, exibe um valor de Ca/Na_2O de 0,31, que é um valor ligeiramente acima do limite entre os granitoides derivados de metapelitos e derivados de fontes mais cálcicas, como por exemplo metanfibolitos da crusta inferior. O valor da razão CaO/Na_2O do GM, mostra também neste caso, uma origem distinta dos restantes granitoides analisados, apontando uma origem a partir de materiais mais profundos da crosta inferior *(Jung & Pfänder, 2007)*.

Observa-se ainda uma anomalia positiva relativa ao P, sobretudo no granito de Ervedosa e no microgranito com vivianite, e que deverão resultar de processos pós-magmáticos que afetaram estes litótipos, especialmente no microgranito onde se deu a formação do fosfato tardio. No granito de Ervedosa a anomalia em P estará certamente associada à abertura dos filões mineralizados em cassiterite, e dos quais a apatite pertence à mesma paragénese. As anomalias positivas bastante significativas observadas ao nível do Cs, Rb, K, U, Ta e Pb, os fracos enriquecimentos em Nb, P,

TRP e Y, bem como as anomalias negativas em Sr, Ba, Zr, Hf, Ti e TRL observados em todos os leucogranitos, quando comparados com o GM, apontam, claramente, para fontes composicionalmente distintas deste último.

É ainda de notar que nos espectros multi-elementos, o GM e o leucogranito de Murçós correspondem às amostras cujos espectros são mais semelhantes, embora o leucogranito corresponda a um litótipo francamente mais evoluído. O leucogranito de Murçós é, contudo, uma rocha mais tardia que o GM pois este é cortado pelos filões da rocha leucocrata seus filões, o que associado ao facto de os dados sugerirem uma fonte metassedimentar da crosta superior para este litótipo, é muito pouco provável que tenha derivado a partir do GM. Para além disto, GM mostra enriquecimento em TRL, Zr e Hf, concentradas em fases acessórias e refratárias como a monazite e zircão, e que mostram uma clara correlação inversa com o aumento de SiO_2 e um aumento da concentração destes elementos com o aumento da maficidade, pelo que o leucogranito de Murçós não poderia evoluir a partirmdo GM, sem herdar a assinatura em TRL, Zr e Hf deste último *(Villaros et al., 2008)*. Os dados suportam, assim, a hipótese de *Adam & Gagny (1989)*, relativo à existência de um ápex leucogranítico subjacente, do qual que se notam algumas manifestações à superfície.

Tendo em conta todas as características das amostras analisadas, torna-se evidente que o granito de Ervedosa, o leucogranito de Murçós e o microgranito com vivianite correspondem a litótipos que resultaram da fusão parcial de metassedimentos da crusta superior, enquanto o granodiorito de Murçós evidencia uma origem distinta, resultante da fusão parcial de rochas de natureza mais máfica e mais profunda da crosta inferior.

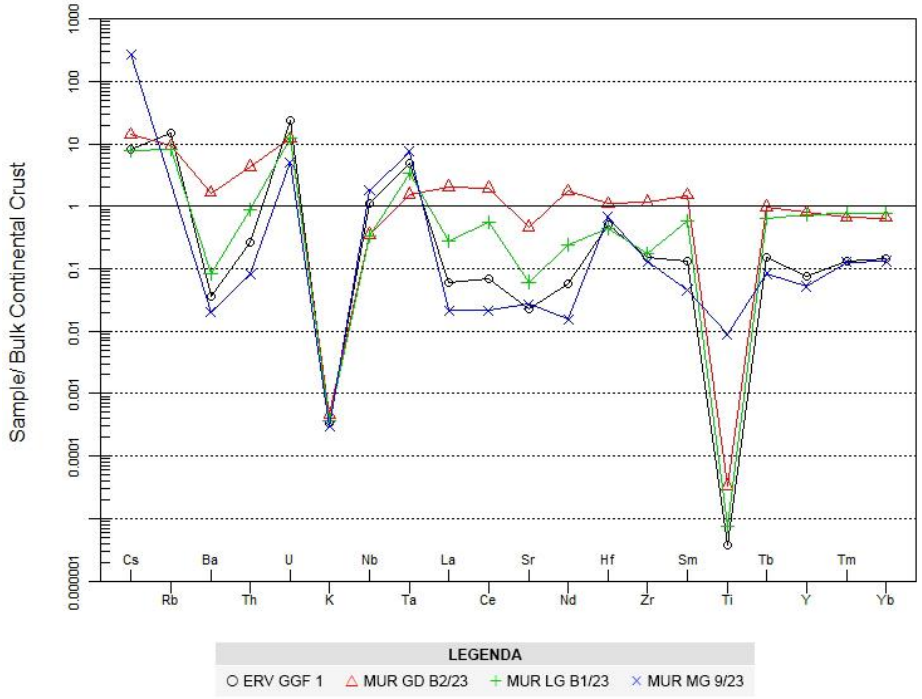


Figura 292 – Projeção multi-elementos para as amostras analisadas, normalizados para os valores médios da crosta *(Taylor & McLennan, 1995)*.

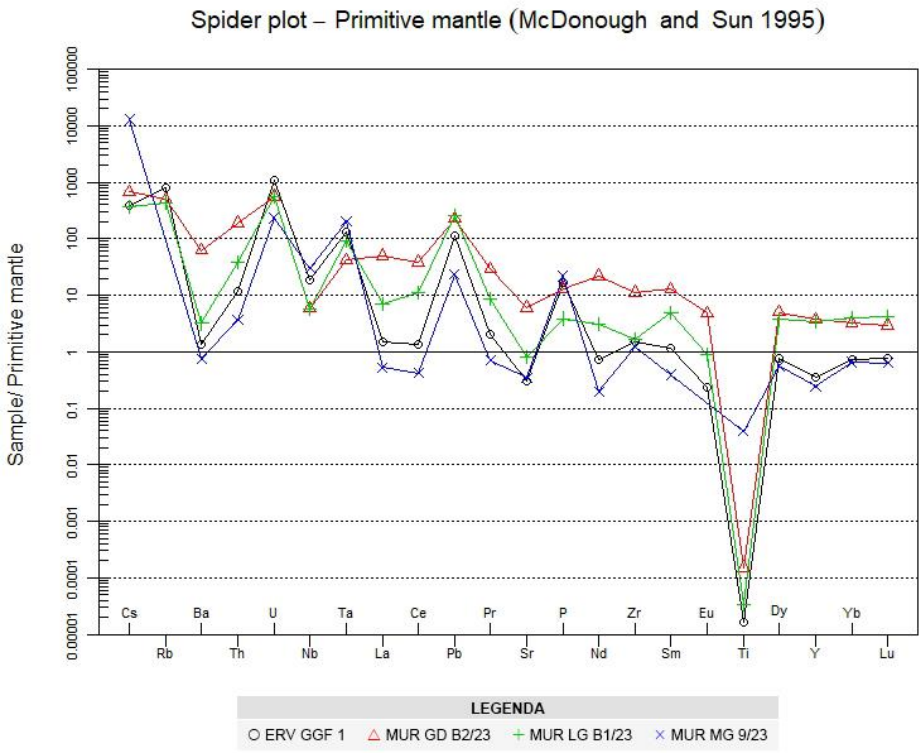


Figura 293 – Projeção multi-elementos para as amostras analisadas, normalizados para os valores médios do manto primitivo *(McDonough & Sun, 1995)*.

Tal afirmação torna-se ainda mais clara nas projeções binárias Al_2O_3 / (FeO^T + MgO + TiO_2) vs. Al_2O_3 + FeO^T + MgO + TiO_2, (Na_2O + K_2O) / (FeO^T + MgO + TiO_2) vs. Na_2O + K_2O + FeO^T + MgO + TiO_2, (CaO / Na_2O) / (Al_2O_3 / TiO_2) e Rb/Ba vs. Rb/Sr *(Figura 294a, b, c, d)*. De acordo com as projeções presentes nas *Figuras 294(a, b)* o granito de Ervedosa, o leucogranito de Murços e o microgranito com vivianite resultam da fusão parcial de materiais metapeliticos, enquanto o granodiorito de Murços deriva da anatexia de fontes ricas em metagrauvaques e ortognaisses. O diagrama binário Rb/Sr vs. Rb/Ba de *Sylvester (1998) (Figura 294d)* evidencia ainda mais a proveniência distinta entre o granodiorito de Murços, sendo a única amostra a projetar-se na fronteira entre o campo de proveniência pobre em argila e rica em argila, com as restantes amostras a projetarem-se no campo de proveniências ricas em argila. O diagrama binário CaO/Na_2O vs. Al_2O_3/TiO_3 *(Figura 294c)* aponta igualmente para uma proveniência mais rica em materiais pelíticos nos casos do granito de Ervedosa, do leucogranito de Murços e do microgranito com vivianite, enquanto o granodiorito de Murços surge mais ao nível de natureza psamítica. Para além disto, o diagrama anteriormente mencionado permite inferir a uma sequência decrescente da temperatura de fusão dos protólitos das amostras analisadas, com as temperaturas de fusão mais elevadas a registarem-se no granodiorito de Murços, seguindo-se o leucogranito de Murços e o granito de Ervedosa, e as menores temperaturas de fusão do protólito a serem registadas pelo microgranito com vivianite. Tendo em conta os diagramas binários Rb/Sr vs. Sr e Rb/Sr vs. Ba *(Figura 295a, b)*, as projeções sugerem que os protólitos dos granitoides analisadas tenham sofrido fusão da moscovite em condições na presença ou ausência de vapor de água.

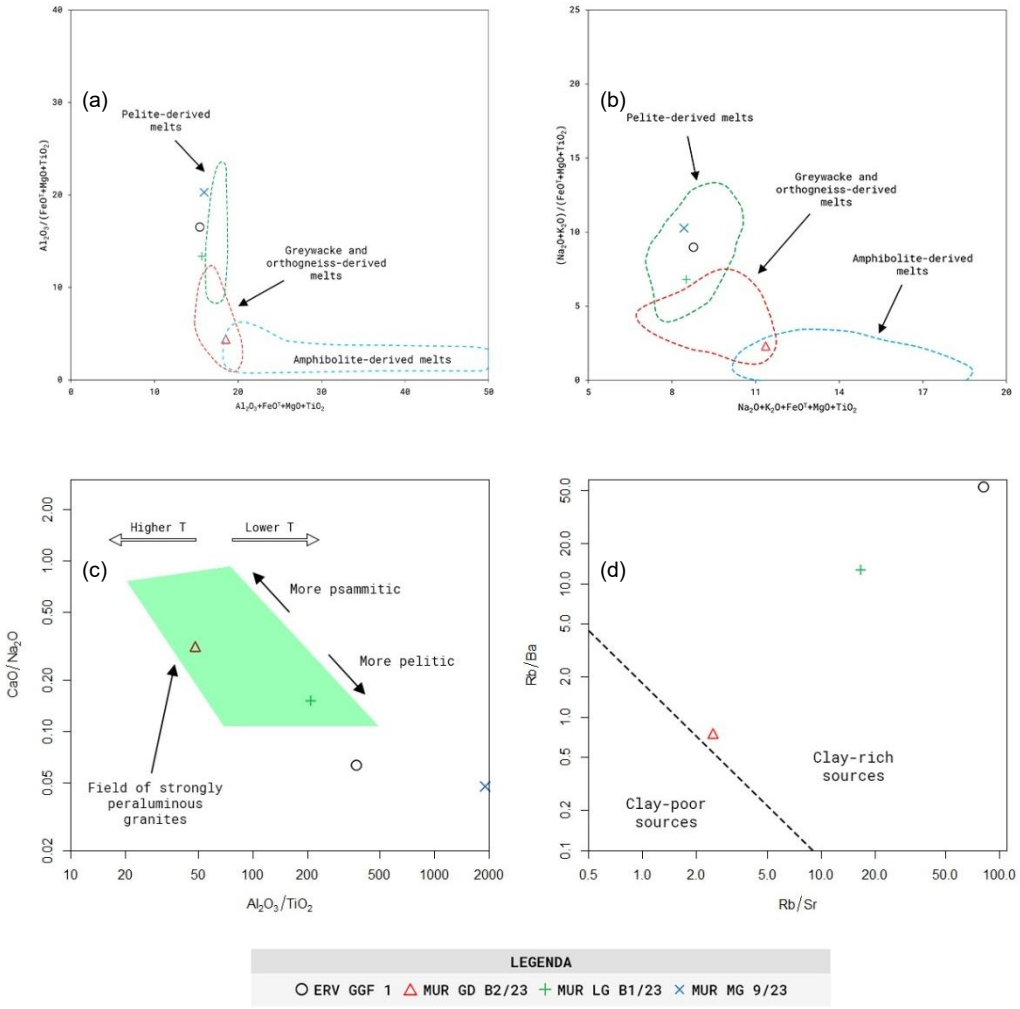


Figura 294 – Projeção das amostras analisadas nos diagramas [$Al_2O_3/(FeO^T + MgO + TiO_2)$] vs. ($Al_2O_3 + FeO^T + MgO + TiO_2$ *(a)*, [$(Na_2O + K_2O)/(FeO^T + MgO + TiO_2)$] vs. ($Na_2O + K_2O + FeO^T + MgO + TiO_2$) *(b)*, CaO/Na_2O vs. Al_2O_3/TiO_2 *(c) (Patiño Douce, 1999; Jung et al., 2009)* e Rb/Ba vs. Rb/Sr *(d) (Sylvester, 1998)*.

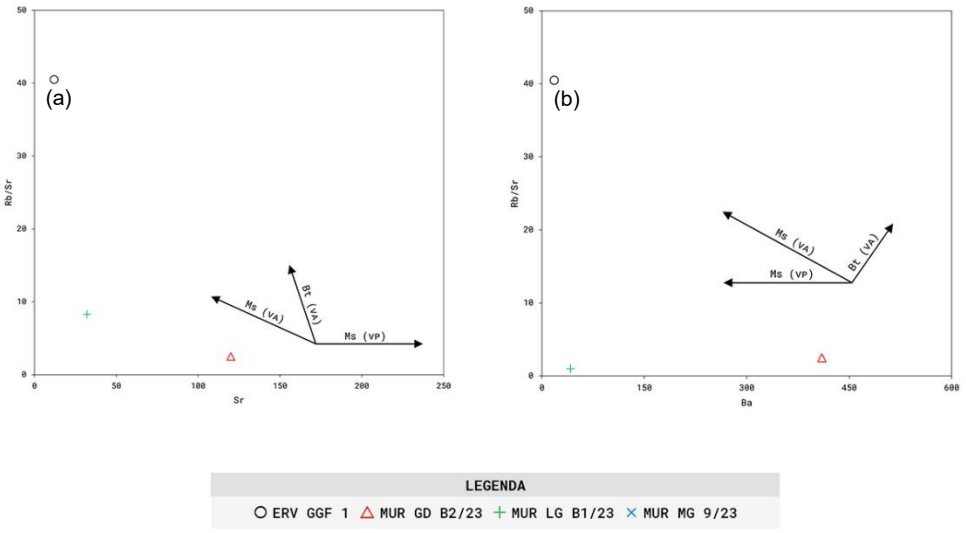


Figura 295 – Projeção das amostras analisadas nos diagramas binários Rb/Sr vs. Sr *(a)* e Rb/Sr vs. Ba *(b)*, de acordo com *Inger & Harris (1993)*. Ms (VA) – fusão da moscovite sem vapor; Ms (VP) – fusão da moscovite na presença de vapor; Bt (VA) – fusão da biotite sem vapor.

6.11. Processos de cristalização fracionada e hidrotermalismo

Tendo em conta as considerações estabelecidas nas secções anteriores é correto afirmar que todas as amostras evidenciam ter passado por processos de cristalização fracionada, embora com diferenças bastante assinaláveis no grau de importância, nomeadamente no granodiorito de Murços.

Valores da razão Zr/Nb baixos apontam para um processo de cristalização fracionada e assim esta teve maior importância no granito de Ervedosa (1,27), no leucogranito de Murços (4,73) e no granito com vivianite (0,66). No caso destas amostras o valor baixo das razões Zr/Nb refletem bem o empobrecimento em Zr, e enriquecimento em Nb, incorporados tipicamente no rútilo e na ilmenite. O granodiorito de Murços, pelo contrário exibe uma razão Zr/Nb moderadamente alta (15,19). Quando projetados os valores das razões Zr/Nb vs. Zr *(Figura 296a)* fica evidente a maior importância que o processo de cristalização fracionada pode ter no granito de Ervedosa, no leucogranito de Murços e no granito com vivianite, com valores baixos e constantes, enquanto o granodiorito de Murços mostra uma maior influência de processos de fusão parcial face o enriquecimento de Zr face ao Nb. Tendo em conta que o granodiorito de Murços terá resultado da fusão parcial anatética de materiais da crusta inferior é possível que os valores elevados de Zr/Nb representem uma fusão parcial de materiais infracrustais que sofreram pouca influência dos processos de cristalização fracionada ou que foram fracionadas fases minerais acessórias que captaram o Nb, como por exemplo o rútilo. Os efeitos da maior influência do processo de cristalização fracionada no granito de

Ervedosa, no leucogranito de Murçós e no granito com vivianite ficam igualmente patentes na projeção binária Rb/Sr vs. Sr *(Figura 296b)* denunciando um forte fracionamento do feldspato potássico, e na projeção binária Ba vs. Eu/Eu_N *(Figura 296c)* que evidencia o fracionamento da plagióclase. O granodiorito de Murçós, por seu turno, denuncia mais uma vez a menor influência dos processos de cristalização fracionada destas fases minerais, registando um maior grau de influência de processos de fusão parcial. Os valores baixos de La/Sm e La/Yb calculados para o granito de Ervedosa (2,058 e 3,06 respetivamente), para o leucogranito de Murçós (2,23 e 2,59 respetivamente) e para o microgranito com vivianite (2,16 e 1,19), refletem um grau de fusão parcial moderado a elevado de rochas da crosta superior com pouca ou nenhuma influência de granada no resíduo *(Shaw, 1970; Hanson, 1980; Bea, 1996; Cullers & Graf 1984)*. Por outro lado, o granodiorito de Murçós exibe valores de La/Sm=6,22 e La/Yb=22,86, consideravelmente mais elevados que as restantes, sugerindo um grau de fusão parcial baixo de um protólito da crosta inferior com o envolvimento de um resíduo com granada a reter as TRP e enriquecimento em TRL. Os valores de Gd/Yb obtidos nas amostras analisadas confirmam a influência do resíduo com granada no granodiorito de Murçós (2,77) e o não envolvimento do resíduo com granada no granito de Ervedosa (1,28), no leucogranito de Murçós (1,07) e no microgranito de vivianite (0,55) *(Foley et al. 2002)*. Os valores de Ce/Yb no granito de Ervedosa (7,02), no leucogranito de Murçós (10,64) e no microgranito (2,45) atestam a pouca a nenhuma influência na retenção das TRP do resíduo com granada, assim como os valores elevados obtidos no granodiorito de Murçós (45,17) confirmam o envolvimento da granada no resíduo. O conjunto dos valores de La/Sm, La/Yb e Gd/Yb e Ce/Yb obtidos nas amostras analisadas, não só corrobora aquilo que se tem vindo a verificar quanto à origem distintas entre o granito de Ervedosa, o leucogranito de Murçós e no granito com vivianite e o granodiorito de Murçós, como são igualmente uma indicação da maior ou menor importância que os processos de cristalização fracionada tiveram na composição nas amostras analisadas. As projeções La/Sm vs. La, La/Yb vs. Yb e Ce/Yb vs. Ce *(Figura 297a, b, c)* põem em evidência que os processos de cristalização fracionada foram particularmente importantes n entre o granito de Ervedosa, no leucogranito de Murçós e no granito com vivianite, e com algum grau de importância no granodiorito de Murçós, mas onde os processos de fusão parcial mostram terem sido mais relevantes. Relativamente ao granito de Ervedosa, *Gomes (1996)* e *Gomes & Neiva (2002)* tinham já demonstrado que, este litótipo corresponde ao termo mais evoluído por cristalização fracionada da sequência granito moscovítico-biotítico da Trigueiriça → granito

moscovítico-biotítico de Bandeira → granito moscovítico-biotítico de Aguieiras → granito moscovítico de Ervedosa.

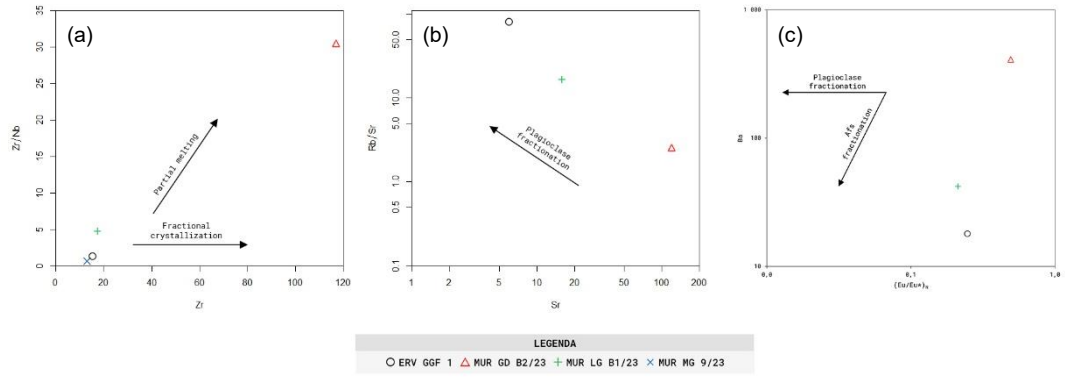


Figura 296 – Projeção das amostras analisadas nos diagramas binários Zr/Nb vs. Zr *(a)*, Rb/Sr vs. Sr *(b)* e Ba vs. Eu/Eu^*_N *(c)*, de acordo com *Zhang & Zhang (2014)*.

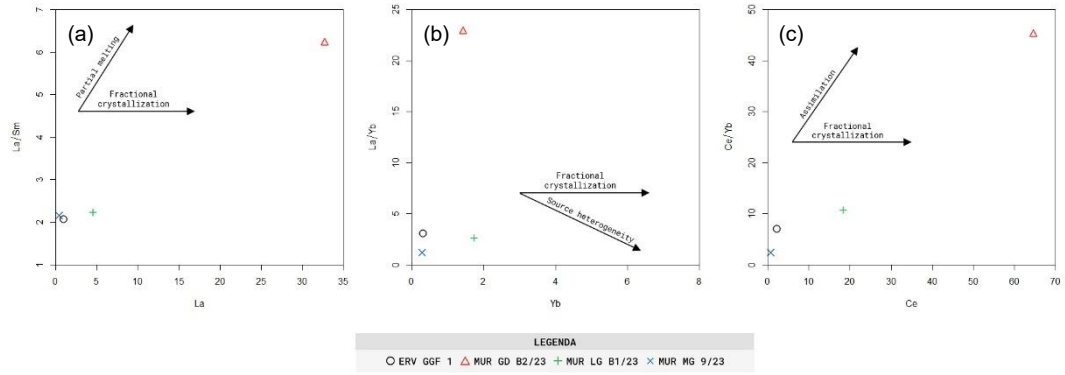


Figura 297 – Projeção das amostras analisadas nos diagramas binários La/Sm vs. La *(a)* La/Yb vs. Yb *(b)* e Ce/Yb vs. Ce *(c)*, adaptado de *Sarjoughian et al. (2015)*.

No que toca às alterações pós-magmáticas associadas a fluidos tardios, e tal como havia já sido referido anteriormente, o espectro de TR da Figura 6 mostra que todas as amostras dos leucogranitos exibem perfis ligeiramente arqueados, refletindo efeito de tétrada das TR, efeito este atribuído às alterações pós-magmáticas desencadeadas por fluídos tardimagmaticos *(Peppard et al., 1969; Irber, 1999)*. *Ballouard et al. (2016a)*. A avaliação da influência destes fluídos tem vindo a ser feita com recurso das razões K/Rb e Nb/Ta. A razão Nb/Ta é ideal na avaliação de processos hidrotermais, já que é uma razão estável durante os processos de fusão parcial e cristalização, dado que desvios

de Nb/Ta magmático primário é um forte indicador da atividade do fluido hidrotermal. Por outro lado, a razão K/Rb lida com elementos mais móveis ("LILE"). Todas as amostras analisadas mostram evidências de alterações hidrotermais a julgar pelos valores da razão Nb/Ta <5 no leucogranito de Murçós (1,10), no granodiorito de Murçós (2,48), no granito de Ervedosa (2,51) e no microgranito (2,64). Os valores das razões K/Rb obtidas no granodiorito de Murçós (135,46), no leucogranito de Murçós (119,46) e no granito de Ervedosa (61,99), evidenciam igualmente a influência de processos hidrotermais. No que diz respeito ao microgranito com vivianite, não é possível calcular a sua razão K/Rb, já que esta amostra se encontra excecionalmente enriquecida em Rb (>1000 ppm), sendo indeterminado o valor exato da razão K/Rb sendo provável o baixo valor da mesma.

6.12. Relação entre granitos e as mineralizações

As mineralizações de Sn e W espacialmente associadas a rochas graníticas peraluminosas, mostram, normalmente, predominância de um metal sobre o outro, isto é, podem ocorrer mineralizações Sn(W) ou W(Sn), e que constitui uma das problemáticas pouco explicadas pelos diferentes estudos metalogenéticos *(Tischendorf et al., 1991)*. Esta predominância da mineralização de Sn ou W tem vindo a ser observada a diferentes escalas (regional, à escala de intrusão e à escala do depósito), sugerindo que, a predominância observada estará relacionada com diferentes processos e refletir o comportamento contrastante destes elementos durante os processos magmáticos mais tardios *(Manning & Henderson, 1984; Audétat et al. 2000a, b; Zajacz et al. 2008; Schmidt et al. 2020)*. A predominância das mineralizações de Sn(W) ou W(Sn) é recorrentemente observada nas províncias metalogénicas varriscas (Neiva, 2002).

Tanto a cassiterite como a volframite e/ou scheelite podem ocorrer em simultâneo no mesmo filão mineralizado, o que está de acordo com a visão tradicional de que a mineralização de Sn-W se forma por fluidos magmáticos nos quais tanto o Sn como o W se separam após a exsolução de um *melt* granítico de natureza peraluminosa *(Heinrich, 1990; Lehmann, 1990)*. No entanto, a cassiterite e a volframite/ scheelite raramente são contemporâneas, o que poderá refletir precipitação a partir de fluidos com características distintas, embora possam compartilhar as mesmas estruturas filonianas *(Chen et al., 2018)*. No caso das mineralizações em Portugal, o depósito da Panasqueira constitui um bom exemplo disto, onde a primeira geração de cassiterite é

anterior a precipitação da volframite *(Pinto et al., 2015)*. Diferentes trabalhos de estudos de inclusões fluídas e de *melts* em laboratório, sugerem que a concentração de Cl dos fluidos exsolvidos controla a partição fluido-fundido, particularmente do Sn e, portanto, a relação Sn/W no fluido hidrotermal transportador *(Audétat et al., 2000a, b)*. *Zajacz et al. (2008)* mostram que tanto o Sn quanto o W fracionam preferencialmente nos fluidos aquosos tardios, com os coeficientes de partição (Kd) fluido-*melt* do Sn e do W a mostrarem uma tendência para aumentar com o aumento do Cl, e o Kd do Sn a diminuir com a peraluminosidade do *melt*. *Marignac & Cuney (1991)* tinham já mostrado o elevado coeficiente de partição do Sn e do W nos fluídos magmáticos. *Manning & Henderson (1984)* determinaram, em estudos experimentais do comportamento do W, que o coeficiente de partição do W é mais elevado (Kd > 1) na presença de cloretos e fosfatos, sendo o W concentrado e mobilizado nas fases fluidas hidrotermais, após a extração do líquido residual. Apesar da grande quantidade de estudos experimentais sobre a partição do Sn e do W entre a fase de *melt* e a fase hidrotermal, existe grande controvérsia entre o modelo baseado na partição preferencial do Sn nos fluidos aquosos e o modelo de que o Sn é fracionado no líquido residual *(Nekrasov et al., 1980; Keppler e Wyllie, 1991; Hu et al., 2008).*

A grande maioria das mineralizações primárias de Sn (W) está espacialmente associada a rochas magmáticas félsicas, geralmente interpretadas como as fontes do Sn e outros metais *(Taylor, 1979a; Kwak, 1987; Heinrich, 1990; Lehmann, 1990; Štemprok, 1995)*. Estas rochas correspondem a rochas granitoides do tipo S, altamente fracionadas e apresentam assinaturas químicas distintas, nomeadamente enriquecimento pronunciado em elementos como o Sn, W, Be, Cs, F, B, Li, Rb, Ta e U, e um empobrecimento geralmente acentuado em Fe, Ti, Mg, Ca, Sr, Eu, Ba e Zr *(Stussi, 1989; Lehmann, 1990; Förster et al., 1999; Bouchot et al., 2005; Breiter et al., 2005)*. É consensual que o Sn e outros elementos incompatíveis são acumuladas nos *melts* residuais durante os processos de cristalização fracionada *(Pollard, 1989; Linnen & Keppler, 1997)*. Em termos das tipologias, as mineralizações de Sn e W relacionadas com magmatismo félsico, formam uma variedade de tipos de depósitos, tais como filões de quartzo, *greisens*, *skarns*, bem como ocorrências do tipo pórfiro e pegmatitos *(Kwak, 1987; Plimer, 1987; Štemprok, 1987; Hall, 1990; Štemprok, 1995; Halter et al., 1996; Sinclair et al., 2011; Mao et al., 2013a)*. A ocorrência de depósitos minerais de W(Sn) e Sn(W) espacialmente relacionados a rochas granitoides geoquimicamente evoluídas e enriquecidas em elementos litófilos corresponde a uma correlação sugerida por diferentes autores *(e.g. Ishihara 1981; Lehmann, 1990; Heinrich, 1990; Štemprok, 1995;*

Breiter et al., 2005), no entanto, esta correlação é insuficiente para a compreensão total das ocorrências minerais, pelo que devem ser adotados, adicionalmente, critérios como a contextualização geotectónica, processos hidrotermais e de diferenciação magmática, as composições químicas e mineralógicas dos protólitos e a evolução P-T-X dos fluidos responsáveis pelas mineralizações.

6.13. Considerações sobre o comportamento do Sn e do W em sistemas magmático- hidrotermais

6.14. O caso do Estanho

A relação espacial e temporal entre as mineralizações de Sn e as rochas granitoides encontra-se bem documentada. O Sn é um elemento litófilo altamente incompatível, que tendencionalmente é fracionado em magmas graníticos evoluídos, particularmente aqueles com composições peraluminosas, fracionando fortemente no *melt*, quer no seu estado bivalente (Sn^{2+}) quer tetravalente (Sn^{4+}), em detrimento de ser incorporado na estrutura dos minerais, permitindo o seu enriquecimento durante o processo de cristalização fracionada *(Taylor, 1979; Lehmann, 1987; Linnen et al., 1995; Linnen et al., 1996; Bhalla et al., 2005; Farges et al., 2006)*. Estudos recentes, apontam a importância dos fluidos metamórficos na mobilização do Sn das rochas-fonte *(Romer et al., 2022)*. O enriquecimento dos *melts* em Sn pode atingir concentrações verificadas entre os 400 e 2500 ppm de Sn *Taylor & Wall (1992)*. No que toca aos minerais constituintes dos granitos onde o Sn pode ser concentrado, destacam-se a esfena, óxidos de Fe-Ti como a ilmenite, magnetite e rútilo, bem como, em menor importância, silicatos de Fe-Ti *(Taylor & Wall, 1992; Schwartz et al., 1995)*. *Taylor & Wall (1992)* demostram que o Sn^{4+} substitui de modo preferencial o Ti^{4+}, sendo incorporado na estrutura de minerais acessórios precoces no processo de cristalização. Em fase mais evoluídas e tardias da evolução do magma, o Sn^{2+} corresponde ao estado de oxidação dominante, por via da incorporação do Sn^{4+} em minerais acessórios precoces, pelo que o Sn^{2+} vai sendo progressivamente enriquecido no líquido residual, sem que seja admitido na estrutura cristalina dos minerais.

6.15. Papel da fO_2

De acordo com *Taylor & Wall (1992)*, em condições de temperatura compreendidas entre 700–800°C, pressões de 2,0–3,0 kbars, e condições de fugacidade do oxigénio (fO_2) abaixo do tampão quartzo-fayalite-magnetite (QFM), quer o Sn^{2+}, quer o Sn^{4+}, coexistem nos *melts* em proporções idênticas, no entanto, o aumento de fO_2 leva ao aumento do coeficiente Sn^{4+}/Sn^{2+}. A importância das condições de fO_2 no fracionamento do Sn foi igualmente notada por *Lehmann (1987)* e *Schwartz et al. (1995)*, já que o Sn se comporta como um elemento incompatível em condições redutoras, mas cujo comportamento se altera com o aumento de fO_2, passando a comportar-se como um elemento compatível. Este comportamento de dependência de grande importância que é apontada pelos diferentes autores entre as condições redutoras nos sistemas graníticos e as mineralizações de Sn que espacialmente lhes estão relacionadas, pode, por exemplo, ser atestada pelos trabalhos de *Ishihara (1977, 1981)*, onde as mineralizações de Sn se correlacionam genética e espacialmente com granitos reduzidos do tipo *"ilmenite granites*". *Heinrich (1990)* afirma que a solubilidade da cassiterite em fluidos de origem hidrotermal é dependente de fatores como a fO_2, temperatura e salinidade dos fluidos, e onde a grande maioria dos depósitos se encontra associada a fluidos de origem magmática de baixa salinidade que interagiram com as rochas encaixantes contendo carbonatos, cuja dissolução leva à neutralização ácida dos fluidos e consequente precipitação de cassiterite. *Liu et al. (2023)*, demostram que a diminuição da temperatura dos fluidos contendo Sn, com valores de fO_2 constantes, assim como condições de aumento de fO_2 associado a neutralização do pH dos fluidos, levam à precipitação da cassiterite. Este trabalho demonstra, que a influência de fO_2 não aparenta corresponder ao único fator determinante na precipitação da cassiterite, mas que a influência combinada de fatores como a diminuição da temperatura e reações com as rochas encaixantes estão correlacionadas com a precipitação de cassiterite

6.16. Papel da composição dos fluidos e condições P-T de deposição da cassiterite

No que toca à capacidade solvente dos *melts* graníticos, *Naski & Hess (1985)*, notaram que esta capacidade de fracionamento é aumentada pela diminuição de fO_2, bem com pelo aumento do coeficiente álcalis/alumínio ($K_2O + Na_2O / K_2O + Na_2O + Al_2O_3$) e da razão Na/K. Nos granitos associados às mineralizações de Sn, os processos tardios, particularmente a exsolução de fluidos, desempenham um papel crítico no Sn *(Jackson and Helgeson, 1985; Heinrich, 1990; Lehmann, 1990)*. O Sn é transportado

principalmente sobre a forma complexos com Cl^-, F^- e OH^- em fluidos magmáticos-hidrotermais *(Heinrich, 1990)*. O enriquecimento de Sn é comumente acompanhado por greisenização, deposição de moscovite e forte alteração dos feldspatos *(Lehmann, 1990)*. A complexação do Sn com espécies voláteis é igualmente apontada por *Lehmann (1990)*, que sugere que o Sn^{4+} ocorre em magmas silicatados em coordenação octaédrica com o O, pelo que estas espécies voláteis deverão complexar o Sn de modo intenso em fluidos aquosos. Os mesmos tipos de correlações são descritos no trabalho de *Schwartz et al. (1995)*, que notam que o decréscimo de Cl^- e de H^+ levam à precipitação da cassiterite, por diminuição da solubilidade do Sn, o mesmo ocorrendo em condições de decréscimo da temperatura e aumento de fO_2. Em fluidos hidrotermais, tal como demostrado pelos diferentes trabalhos citados, os elementos halogéneos mostram ter um papel crucial na complexação e deposição do Sn. Com efeito, a solubilidade da cassiterite é explicada pelas equações seguintes de *Schwartz et al. (1995)*, em ambos os casos envolvendo reações de complexação com halogéneos:

- SnO_2 (IV) + $2H^+$+Cl^- = $SnCl^+$ (II)+H_2O+1/2O_2
- SnO_2 (IV) + $2H^+$ + $2Cl^-$ = $SnCl°_2$ (II) + H_2O + 1/2O_2

A influência de elementos halogéneos, particularmente o F e Cl, na evolução dos magmas félsicos, foi igualmente demonstrada por outros autores *(Aiuppa et al., 2009; Dolej˘s e Zajacz, 2018; Lecumberri-Sanchez e Bodnar, 2018)*, para os quais, a presença destes elementos afetam as propriedades físicas dos *melt*s, tais como a densidade e a viscosidade, a partição de elementos fundidos e fluidos.

Num recente estudo experimental *Di et al. (2025)*, investigam o comportamento geoquímico do In, Sn, Cu, Cd, Fe, Pb e Zn em *melts* graníticos e a sua interação com soluções com halogéneos, concluindo que fluidos ácidos contendo F ou Cl podem enriquecer os *melts* graníticos nestes elementos, enquanto a presença de fluidos neutros-alcalinos contendo Cl podem causar um empobrecimento destes elementos. Consequentemente, estes autores sugerem, a exsolução de fluidos ácidos contendo F ou Cl pode ser um pré-requisito essencial para a formação de *melts* enriquecidos em metais e, mais tardiamente imprescindíveis no transporte e deposição dos mesmos., e a complexação e transporte de metais em fluidos magmáticos-hidrotermais. *Bongiovanni et al. (2025)* demonstra o potencial das análises de halogéneos triplos (Cl-Br-I) no reconhecimento de fontes de fluidos e como diagnósticos no reconhecimento de misturas com fluidos meteóricos.

O grande volume de fluidos de origem magmática, levam ao desenvolvimento de células convectivas importantes, levando à circulação e interação dos fluidos nos metassedimentos, frequentemente em condições de aumento da fO_2, resultando na destabilização dos complexos de Sn mantidos em condições redutoras *(Ishihara, 1977; Burnham & Ohmoto, 1980)* e, consequentemente, precipitação da cassiterite. Um dos mais importantes trabalhos sobre fluidos mineralizantes em Sn diz respeito ao trabalho de compilação de *Naumov et al. (2011)* relativa a mais de 300 depósitos de Sn e Sn(W) do mundo, e que sugerem que a grande maioria das IF na cassiterite contem fluidos pouco salinos (< 10% eq.NaCl), que homogeneízam entre os 300–500°C e com intervalos de pressão de aprisionamento situados 50–150 MPa. As características gerais dos fluidos mineralizantes em Sn apresentados por *Naumov et al. (2011)* são consistentes e semelhantes aos apresentados por numerosos autores como *Lehmann (1990)*, *Korges et al. (2017)*, *Myint et al. (2018)*, *Liu et al. (2020a)* e *Han et al. (2023)*. A salinidade destes fluidos nas fases mais iniciais, pode, contudo, ser mais elevada tal como verificaram *Myint et al. (2018)* e *Korges et al. (2020)*. Os fluidos mineralizantes de Sn são geralmente ácidos e a sua circulação e atividade deixa para trás associações minerais características (quartzo-moscovite-fluorite-topázio após a sua circulação através de rochas graníticas) *(Štemprok, 1987; Pirajno, 1992; Meinert et al., 2005)*, produzindo *greisens*. As restrições impostas por estas associações minerais e pelo equilíbrio mineral-fluido nos depósitos de Sn, sugerem que os fluidos mineralizantes têm níveis de pH entre 4 e 6, embora em fases iniciais estes fluidos possam ter exibido pH mais ácidos *(Patterson et al., 1981; Jackson & Helgeson, 1985b; Polya, 1989)*.Os valores de $\int O_2$, estimados a partir das composições gasosas (CO_2 e CH_4) de inclusões fluidas e dos equilíbrios minerais, projetam os fluidos mineralizantes em Sn entre os tampões quartzo-fayalite-magnetite (QFM) e níquel-óxido de níquel (NNO) *(Patterson et al., 1981; Jackson e Helgeson, 1985b; Polya, 1989; Xiang et al., 2018; Schmidt et al., 2021)*.

A tipologia dos fluidos hidrotermais responsáveis pelas mineralizações de Sn tem vindo a ser associada ao sistema H_2O–NaCl ± CO_2 *(Naumov et al., 2011)*, sendo recorrente o a ocorrência de Inclusões fluidas com CO_2 em minerais da ganga, como quartzo e topázio em muitos depósitos magmático-hidrotermais de Sn *(Mangas & Arribas, 1987; Halter & Williams-Jones, 1995; Jia et al., 2019)*, mas também nas próprias cassiterites *(Linnen, 1998; Schmidt et al., 2021)*. Os fluidos aprisionados nestas IF aquo-carbónicas têm vindo a ser interpretados como tendo origem magmática, metamórfica ou como fluidos modificados, com diferentes propostas quanto aos mecanismos de deposição do

Sn, tais como misturas de fluidos, imiscibilidade e interação fluido-rocha *(Kelly & Rye, 1979; Wilkinson, 1990; Alderton & Harmon, 1991; Linnen, 1998; Dewaele et al., 2010; Van Daele et al., 2018)*. Um grande número de trabalhos demonstra que os fluidos associados à deposição de cassiterite frequentemente exibem quantidades importantes de CH_4, e em menor grau N_2, o tem vindo a ser associado à importância da interação destes fluidos com as rochas metassedimentares *(e.g. Giuliani, 1984; Wilkinson, 1990; Pohl and Günther, 1991; Vindel et al., 1996; Ortega et al., 1996; Noronha et al., 1999; Dolníček et al., 2012; Fu et al., 2014; Liao et al., 2014; Moura et al., 2014; Dewaele et al., 2015; Chicharro et al., 2016; Yakovenk et al. 2024)*. A presença de N_2 tem vindo a ser associada à hidrólise de minerais portadores de amónia como os feldspatos, as micas e argilas durante o metamorfismo regional, enquanto o CH_4 provavelmente deriva de fontes de matéria orgânica *(Roedder, 1984; Anderson et al., 1989, 1990, 1991, 1995; Dubessy et al., 1989; Shepherd et al., 1991; Williams et al., 1992; Huff e Nabelek, 2007; Cepedal et al., 2013)*.

6.17. O caso do tungsténio

O W comporta-se de forma semelhante ao Sn, como um elemento litófilo incompatível, mas apresenta uma afinidade mais forte por fusões polimerizadas e ricas em F (Bau, 1991). Ocorre sobretudo na sua forma hexavalente (W^{6+}), nomeadamente na série da volframite, scheelite e tungstite), mas o estado tetravalente também é reconhecido *(Rollinson, 1973)*. Em sistemas hidrotermais, o W é transportado principalmente como complexos de tungstato, politungstato e fluoreto *(Shmulovich & Zaraisky, 2003)*. Diferentes trabalhos mostram que, contrariamente ao Sn, durante a diferenciação magmática, o W é fracionado preferencialmente em frações do *melt* tardias e nos fluidos aquosos, um comportamento que aparenta ser o resultado de diferentes fatores tais como processos de fracionamento, alterações nas condições de fO_2 do magma e a disponibilidade de elementos complexantes *(Ishihara, 1977; Manning & Henderson, 1984; Heinrich, 1990; Lehmann, 1990; Cheng et al., 2018; Bongiovanni et al. 2025)*.

No que toca ao W, a partição entre o fluido e o líquido residual, a controvérsia é semelhante à do Sn, com trabalhos que relatam a preferência do W pelo fluido *(Schäfer et al., 1999; Manning & Henderson, 1984; Schmidt et al. 2020)*, ou pelo líquido residual *(Bai e Koster van Groos, 1999)* em condições semelhantes. Esta discrepância entre os diferentes trabalhos pode estar relacionada com incertezas experimentais, tais como a natureza dos materiais naturais ou sintéticos selecionados, bem como fatores intrínsecos ao comportamento do W, como a diminuição pronunciada da sua

solubilidade com a diminuição da temperatura *(Keppler e Wyllie, 1991; Wood, 1992; Schäfer et al., 1999)*. A dependência entre a temperatura e a solubilidade do W, tinha já sido demonstrada pelos trabalhos de *Štemprok (1990)* e *Taylor & Wall (1992)*, concluindo que a solubilidade do W é ≥ 1000 ppm em magmas de composição granítica a temperaturas situadas entre 750–800°C, pelo que a existência de volframite e scheelite estáveis a tais temperaturas só é possível em condições particularmente excecionais. A solubilidade do W foi determinada experimentalmente por *Wood & Vlassopoulos (1989)* quer em soluções com HCl, NaOH, NaCl e KCl, quer na água pura, concluindo que apenas nas soluções de NaOH, NaCl e KCl, isto é, apenas nas soluções que contem metais alcalinos, ocorre a o aumento da concentração do W, indicando que a solubilidade do W aumenta com a presença de metais alcalinos nos fluídos. *Noronha (1983)* e *Dias (1987)*, notam, nos seus casos de estudo, que os fluidos tardios hidrotermais associados a mineralizações de W espacialmente relacionadas com granitos mostram que estes fluidos se encontravam enriquecidos em K, o que terá favorecido a solubilidade do W. Estes autores consideram, ainda, que a diminuição do pH, desencadeada por processos de alteração que conduziram ao enriquecimento em Na, Si e K, o decréscimo de temperatura e P_{CO2} terão correspondido a um conjunto de fatores que favoreceram igualmente a concentração do W. *Wood & Vlassopoulos (1989)* advertem, contudo, que a salinidade dos fluidos, definida pela presença de metais alcalinos como o K e Na, não controla de modo único e total a formação dos jazigos de W. A influência das condições *redox* na solubilidade do W aparenta corresponder a um fator de grande importância nesta matéria. Por exemplo, *Rollinson (1973)*, demonstra que embora o W ocorra na natureza sobretudo no estado W^{6+}, é verificável a existência do estado W^{4+}, e que *Ertel et al. (1996)* verificam mais tarde que este estado de oxidação ocorre apenas no intervalo de fO_2 em que o metal W elementar é estável. Estas conclusões mostram o papel preponderante das condições *redox* no comportamento geoquímico do W, pelo que é correto afirmar que a diferença no comportamento químico entre o W^{6+} e o W^{4+} em função das condições de fO_2, possa ter implicações significativas na concentração do W nos *melts* e nos fluidos hidrotermais. *O'Neill et al. (2008)* mostram experimentalmente que o W ocorre como W^{6+} em quase todas as condições *redox*, exceto em condições de fO_2 muito baixos, condições a partir das quais apenas o estado W^{4+} passa a ser o mais representativo.

O transporte do W em fluidos hidrotermais mineralizantes é, ainda, na atualidade um tópico de grande controvérsia e sobre o qual não existe um verdadeiro consenso, visto que a grande variedade de fatores influenciadores, que diferentes trabalhos apontam,

mas sem que exista uma conjugação de todos os fatores num modelo comum. Classicamente, o transporte do W em fluidos mineralizantes tem vindo a ser associado a fluidos hidrotermais aquosos, cloretados e ricos em NaCl *(Wesolowski et al.,1984; Wood & Vlassopoulos, 1989; Wood, 1992)*. Estes trabalhos demonstraram que em soluções altamente salinas e ácidas, até 600°C e 1 kbar, o W é transportado como um complexo de tungstato, predominantemente como ácido tungstático (H_2WO_4(aq)), ou como um par iónico de tungstato catiónico (por exemplo, $NaHWO_4$(aq)). Os complexos de W foram confirmados em condições in situ por *Wang et al. (2020a, 2020b)* e *Carocci et al. (2022)*. *Carocci et al. (2022)* identificaram a importância dos polímeros de W (por exemplo, [W_7O_{246}]) em soluções concentradas (W_{total} > 1×10 2molar (m)) ácidas a quase neutras até 400°C. Um estudo de solubilidade de *Wang et al. (2019)* sugere que, em fluidos hidrotermais contendo NaCl, o H_2WO_4(aq) é a espécie predominante em condições de pH reduzido, enquanto o HWO_4 é a espécie dominante em condições de pH moderadamente ácido a neutro. O envolvimento de espécies halógenas como o F e o S no transporte do W corresponde a uma temática ainda pouco explorada, referindo-se os trabalhos de *Higgins (1980)*, *Wood & Vlassopoulos (1989)*, *Wood (1992)* e *Wood & Samson (2000)*. O mais recente trabalho nesta problemática é abordado por *Wang et al. (2021)*, a partir de medições experimentais da solubilidade do WO_3(s) em fluidos aquosos contendo F^-, em condições de temperatura de 100 a 250°C à pressão de água saturada em vapor. Estes autores, mostram que o W se dissolve predominantemente como $H_3WO_4F_2$ em soluções contendo HF (pH = 1,5–3,4). Num trabalho consequente, *Wang et al. (2023)* abordam o papel de minerais que incorporam o F, nomeadamente a apatite e a fluorite, na facilitação do transporte de W em fluidos hidrotermais contendo Ca, demonstrando que, em pH < 4,5 e concentrações de F^- > 0,05 m, a solubilidade da scheelite aumentou devido à formação de complexos W-F, essencialmente $H_3WO_4F_2$.

No que diz respeito às mineralizações de W portuguesas, *Noronha (1983)* considera que os fluidos mineralizantes correspondem essencialmente a duas tipologias:

(1) fluidos aquosos H2O-NaCl, pobres em voláteis;
(2) fluidos aquosos ricos em voláteis e contendo CO_2.

Ainda segundo *Noronha et al. (1999)* e *Noronha (2017)*, os fluidos associados às mineralizações de W não só em Portugal, mas também no sistema central espanhol, correspondem a fluidos modificados, caracterizados pela presença de uma componente volátil (CO_2–CH_4–N_2). Esses fluidos pertencem ao sistema C–O–H–N e são predominantemente dominados por CO_2–H_2O que circulam através de rochas

metamórficas, onde adquiriram a maioria das suas características químicas. Segundo estes trabalhos, a ocorrência destes fluidos é mais bem explicada pela interação fluido-rocha metamórfica, já que os fluidos ricos em CO_2 não podem derivar de granitos diferenciados, devido à baixa solubilidade do CO_2 nestes magmas, sendo a existência do CO_2 explicada pela interação entre os fluidos e a matéria orgânica nos metassedimentos. Para além disto, estes autores notam um aumento dos teores de H_2O e CH_4 com a evolução dos fluidos, bem como uma diminuição da densidade da fase volátil com a diminuição da temperatura. *Manning & Henderson (1984)* tinham notado que a interação de fluidos hidrotermais com calcários ou rochas com carbonatos pode levar à formação de fluidos ricos em CO_2. A importância da interação dos fluidos com os metassedimentos encaixantes fica igualmente patente na presença do N_2 em IF na scheelite, presença esta que tem vindo a ser intimamente associada à precipitação da scheelite *(Durisova et al., 1992; Antona et al., 1994; Wang et al., 2018)*. Tal como já fora mencionado anteriormente, a presença de N_2 nos fluidos tem vindo a ser associada à decomposição térmica de minerais portadores de NH_3, em condições de metamorfismo, circulação de fluidos e episódios de atividade magmática *(Roedder, 1984; Anderson et al., 1989, 1990, 1991, 1995; Dubessy et al., 1989; Shepherd et al., 1991; Williams et al., 1992; Huff e Nabelek, 2007; Cepedal et al., 2013)*. A presença de N_2, foi igualmente reconhecida em IF de alta densidade CO_2–N_2, identificadas em rochas metamórficas de alto grau do manto superior e crosta inferior, como granulitos e eclogitos *(Touret, 1981, 1987; Kooi et al., 1998; Lehman, 2003; Touret & Frezzoti, 2003)*.

6.18. Especialização metalogenética dos granitos – Importância dos processos de diferenciação magmática

A relação genética entre o magmatismo hercínico ácido e os jazigos hidrotermais de Sn(W) e W(Sn) espacialmente associadas a estes granitoides constituí uma das problemáticas mais controversa dos estudos metalogenéticos. No que toca às mineralizações de Sn e W do norte e centro de Portugal, a grande maioria destes jazigos ocorrem, quase de modo exclusivo, subparalelos às estruturas hercínicas regionais, associadas a zonas de cisalhamento, seguindo a mesma tendência de instalação dos granitos nestas estruturas *(Cotelo Neiva, 1944; Ribeiro & Pereira, 1982; Adam, 1987; Adam & Gagny, 1989; Pereira et al., 1993)*. Tendo em conta todo o contexto anterior, é inegável a ligação geoquímica, geotectónica e temporal entre estruturas tais como cisalhamentos, facilitadoras na instalação de granitos, e a ocorrência de jazigos minerais resultantes dos fluídos tardios de origem magmática ou modificada, e cujos

cisalhamentos terão auxiliado na circulação dos mesmos. Apesar desta correlação, é importante notar que alguns autores salientam a importância de não ser descartada a hipótese de pré-concentrações de Sn e W nos encaixantes metassedimentares *(Inverno e Pereira, 1980; Ribeiro & Pereira, 1982; Pereira et al., 1993)*. Por exemplo, *Andrade (1971)* e *Noronha (1983)* defendem a existência de pré-concentrações de W de origem química ou exalativo-sedimentar, bem como *Inverno & Ribeiro (1980)* mostram a presença de agregados de cassiterite nos metassedimentos do CXG em rochas xistentas do Grupo das Beiras. *Gomes (1996)* procedeu à análise litogeoquímica de amostras dos metassedimentos do Parautóctone encaixantes dos granitos do maciço de Rebordelo, assinalado teores de W entre 5-16ppm, que poderiam à posteriori ser remobilizadas por fluídos tardi a pós-magmáticos.

Tal como anteriormente referido os granitoides do tipo S, espacialmente associados a mineralizações de Sn e W, apresentam assinaturas químicas particulares, nomeadamente enriquecimento pronunciado em elementos como o Sn, W, Be, Cs, F, B, Li, Rb, Ta e U, e um empobrecimento geralmente acentuado em Fe, Ti, Mg, Ca, Sr, Eu, Ba e Zr *(Stussi, 1989; Lehmann, 1990; Förster et al., 1999; Bouchot et al., 2005; Breiter et al., 2005)*. Diferentes trabalhos, com base em parâmetros geoquímicos, têm sido apresentados ao longo das últimas décadas com o propósito de estabelecer uma distinção entre granitos especializados em Sn e W, granitos estéreis e granitos sem potencial para gerar mineralizações *(Tischendorf, 1978; Neiva 1984; Rossi et al., 1988; Štemprok, 1987, 1993; Lehmann,1990)*. A maioria destes trabalhos assenta a distinção de granitos especializados em Sn e W dos granitos estéreis com base nos seus teores em elementos menores, traço e de TR, assim como em coeficientes definidos entre estes elementos que fornecem indicações sobre a importância de processos como diferenciação magmática e processos hidrotermais tiveram na formação dos depósitos. Entre estes coeficientes, os mais utilizados na caracterização e identificação de granitos metalogenéticamente especializados em Sn e W, mencionam-se os coeficientes Sn/W, W/Sn, Rb/Sr, Rb/Ba, K/Rb *(Tischendorf, 1978; Oliveira & Pereira, 1980; Neiva, 1984; Lehmann, 1990)*, bem como diferentes projeções gráficas binárias e ternárias, como por exemplo Sn/W vs F, Nb/Ta vs. F, Zr/Hf vs. F, Rb/Sr vs. F, K/Rb vs. F, Sn vs. Rb, Sn vs. Li, Sn vs. Nb, Sn vs. Ta, W vs Mo, W vs. Nb e W vs. Zr *(Pearce et al., 1984; Neiva, 1984; Díez-Montes et al., 2017; Mohamadizadeh et al., 2020; Wang et al., 2023; Liu et al., 2024; Zhu et al., 2024; Wang et al., 2023)*. Para além destes coeficientes mais clássicos, existem trabalhos que tentam demonstrar a especialização em Sn e W dos granitos com base no cálculo de diferentes índices. *Srivastava & Sinha (1997)* propõem um Índice de

Caracterização Geoquímica (GCI) [GCI = log10((Rb3*Li/104) / (Mg*K*Ba*Sr))] para granitos especializados em Sn e W. *Borisenko (1995)* define e sugere a utilização de um Índice de Especialização em Sn (*Tin Specialization Index* (TSI) [TSI = Sn / (Rb + Nb + Ta)]) com vista à identificação de granitoides especializados em Sn. *Raimbault et al. (1995)* introduz e faz uso do Índice de Fertilidade (*Fertility Index* (FI) [FI = (Sn + W + Mo + Li + Be + F) / Zr], e que autores como *Cuney & Neiva (1998)*, *Štemprok & Novák (2011)* e *Breiter et al. (2012, 2016)* utilizam na discriminação de granitoides férteis em metais raros como U, Th, Sn, W, Nb, Ta e Li. No que toca às condições tectonotérmicas e *redox* das rochas granitoides, como indicação da sua fertilidade em Sn e W, diferentes trabalhos têm sido propostos no sentido da avaliação do estado de oxidação e tendências de evolução térmica em granitos especializados e estéreis. Por exemplo, destaca-se o trabalho de *Ishihara (1979)*, que faz pela primeira vez a introdução dos conceitos de granitos oxidados (*magnetite type*) e granitos reduzidos (*ilmenite type*), diretamente ligados à fertilidade em Sn e/ou W. No caso das mineralizações de Sn e W em Portugal, *Sant'Ovaia et al. (2013)* mostram, por via de estudos de suscetibilidade magnética, que a maioria dos depósitos de Sn e W portugueses se encontram associados a granitos de duas micas e a granitos biotíticos, pertencentes à serie dos granitos reduzidos com ilmenite, enquanto os depósitos de W (Mo) se encontram associados a granitos biotíticos oxidados com magnetite. Para além de se verificar que a distinção de *Ishihara (1979)* é um critério válido na distinção das mineralizações que as diferentes tipologias de granitos podem produzir, este último trabalho evidencia como a identificação dos óxidos de Fe presentes constitui uma ferramenta com potencialidades na exploração mineral. *Frost et al. (2001)* apresenta uma classificação das rochas graníticas com base na mineralogia relativamente a feldspatos, ao parâmetro Fe* e estado *redox*, da qual resulta a projeção ΔFMQ (fugacidade do O_2) vs. temperatura. *Ballouard et al. (2016)* propõem a utilização das anomalias do Ce e do Eu, bem como o coeficiente Fe^{3+}/Fe^{2+}, como indicadores da fertilidade em Sn-W nos sistemas graníticos. No que toca aos granitoides tipicamente associados às ocorrências de Sn e W portuguesas, a melhor caracterização geoquímica e isotópica dos granitoides é oferecida pelo trabalho de *Neiva (2002)*. De acordo com este trabalho, e de um modo geral, as mineralizações de Sn(W) encontram-se essencialmente ligadas as *tin granites* (ou granitos especializados em Sn), entre duas a vinte vezes mais ricos em Sn do que os granitos comuns, com duas a três vezes mais Sn do que a abundância média da crosta terrestre e dos granitos comuns devido ao fracionamento magmático dos magmas de origem *(Lehmann, 1987; Heinrich, 1990; Solomon et al., 1994)*. Os granitos considerados como especializados são granitos não alterados com 18 a 26 ppm de Sn

(Lehmann, 1990) e com 7±3 ppm de W *(Tischendorf, 1974)*. Correspondem a granitos moscovíticos a moscovítico-biotíticos fortemente diferenciados, enriquecidos em Sn, Rb, Cs, Li e F e TRL em detrimento das TRP, e empobrecidos em Ti, Cr, V, Ni, Co, Sr e Ba. São peraluminosos (A/CNK ≥ 1,1), derivados da fusão parcial de materiais crustais, e contendo entre 18-100 ppm de Sn e 3-9 ppm de W *(Cotelo Neiva, 1972; Neiva, 1973, 1983, 1984, 1993, 1994; Roger et al., 1980; Silva & Neiva, 1990, 2000; Neves, 1991, 1997; Gomes, 1996; Ramos, 1998; Gomes & Neiva, 2002)*. Segundo *(Neiva, 2002)*, existem ainda granitos associados a ocorrências de Sn e W no norte e centro de Portugal, que são menos evoluídos do que os *tin granites* do tipo S, contendo 28–40 ppm de Sn e até 13 ppm de W. Correspondem ora a granitos biotíticos ora a granitos com duas micas, com predominância de biotite ou moscovite. Os granitos mais ricos em biotite, e que exibem a ilmenite como único mineral opaco, são peraluminosos, com A/CNK geralmente entre 1,10 e 1,36, enriquecidos em TRL em relação ao TRP (La_N/Yb_N = 14–33) e apresentam anomalia negativa de Eu com valores de Eu/Eu* de 0,32–0,67. Em situações pontuais, ocorrem veios de quartzo mineralizados em scheelite > cassiterite associados a estes granitos. *Neiva (2002)* considera existir, ainda um terceiro grupo de granitoides enriquecidos em Sn, com índice A/CNK de 0,98–1,10 e teores de K_2O elevado (até 4,68 wt%) e são mais ricos em Sr do que em Rb. Embora sejam granitos do tipo S, revelam características mistas com granitoides do tipo I. São mais ricos em ΣTR e TRL e têm uma anomalia do Eu negativa menos pronunciada do que *tin granites* do tipo S. No entanto, não são reconhecidos depósitos de Sn(W) espacialmente associados a estes granitos.

No que diz respeito às amostras estudadas neste trabalho, foram adotados alguns dos critérios geoquímicos acima mencionados, e que tem vindo a ser utilizados na caracterização da especialização metalogenética em Sn e W de rochas granitoides. No que diz respeito ao Sn, foram projetados os valores em ppm de Ba, Rb e Cs no diagrama ternário de *Neiva (1984) (Figura 298a)*, que tem vindo a ser utilizada na discriminação entre granitos estaníferos com teores médios a elevados de Sn, e granitos sem mineralizações associadas. Tal como é possível de observar na projeção da *Figura 298a*, o granito moscovítico de Ervedosa e o leucogranito de Murçós projetam-se no campo III do diagrama, correspondente ao campo dos granitos moscovíticos, aplitos e pegmatitos com mineralizações de Sn(W) associadas. Estas amostras mostram os valores das razões Rb/Ba, Rb/Sr mais elevados, com o granito de Ervedosa a exibir os mais elevados valores de Rb/Ba= 54,0 e Rb/Sr= 81,0 e o leucogranito de Murçós com valores de Rb/Ba =12,62 e Rb/Sr= 16,56. O microgranito com vivianite não foi possível

de representar graficamente, já que é extremamente enriquecido em Rb (> 1000 ppm), e incerta a verdadeira concentração deste elemento nesta amostra. O granodiorito de Murços, por seu turno, projeta-se no campo do II do diagrama, reservado aos granitos de duas micas com teores médios de Sn, e com mineralização de Sn(W) associada, apresentando valores de Rb/Ba=0,73 e Rb/Sr=2,49, francamente inferiores aos das restantes amostras. No diagrama ternário de *El Bouseily & El Sokkary (1975) (Figura 298b)*, que relaciona as concentrações de Ba, Rb e Sr, os granitos especializados são fortemente enriquecidos em Rb e projetando-se no campo I deste diagrama, o campo reservado aos granitos altamente diferenciados. No caso das amostras analisadas, o granito de Ervedosa e o leucogranito de Murços projetam-se neste campo, enquanto o granodiorito se afasta largamente destas duas amostras, projetando-se no campo II (granitos normais). A projeção dos valores de Rb vs. SiO_2% *(Figura 299)* mostram, contudo, que a amostra realmente mais fracionada corresponde ao granito de Ervedosa, distinguindo-se claramente quanto ao fracionamento do Rb face às restantes. Foram calculados os valores de GCI, TSI e FI para as amostras analisadas. No que diz aos valores de GCI, *Srivastava & Sinha (1997)* mostram que granitos especializados em Sn e/ou W exibem valores positivos quando especializados nestes metais, verificando-se o comportamento oposto em granitos estéreis, que exibem valores de GCI negativos.

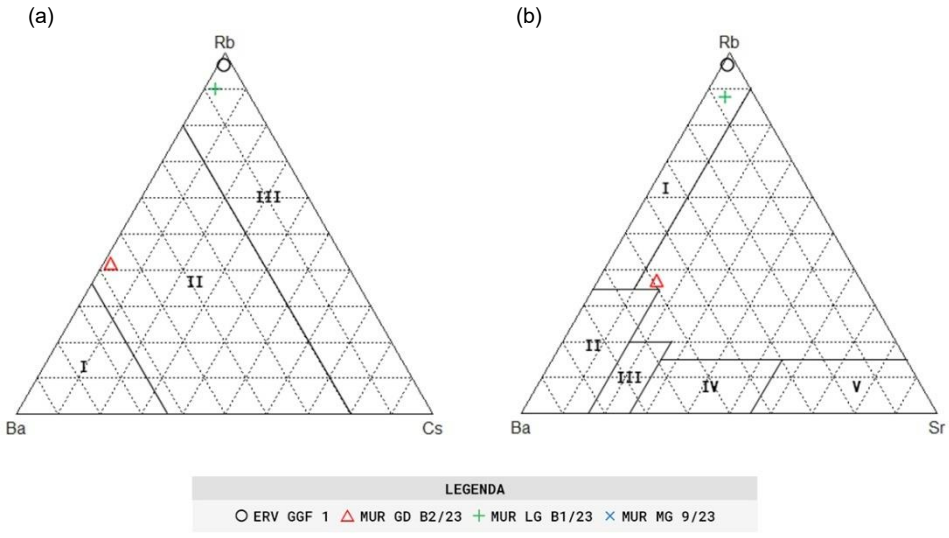


Figura 298 – Projeção das amostras analisadas nos diagramas ternários Ba-Rb-Cs de *Neiva (1984) (a)* e Ba-Rb-Sr de *El Bouseily & El Sokkary (1975) (b)*. Campos do diagrama de Neiva *(1984):* I – granitóides sem mineralizações associadas; II – granitos de duas micas com mineralizações de Sn(W) associadas; III – granitos moscovíticos, aplitos e pegmatitos com mineralização de Sn(W) associada. Campos do diagrama de *Bouseily & El Sokkary (1975):* I – granitos muito diferenciados; II – granitos normais; III – granitos anómalos; IV – granodioritos e quartzodioritos; V – dioritos.

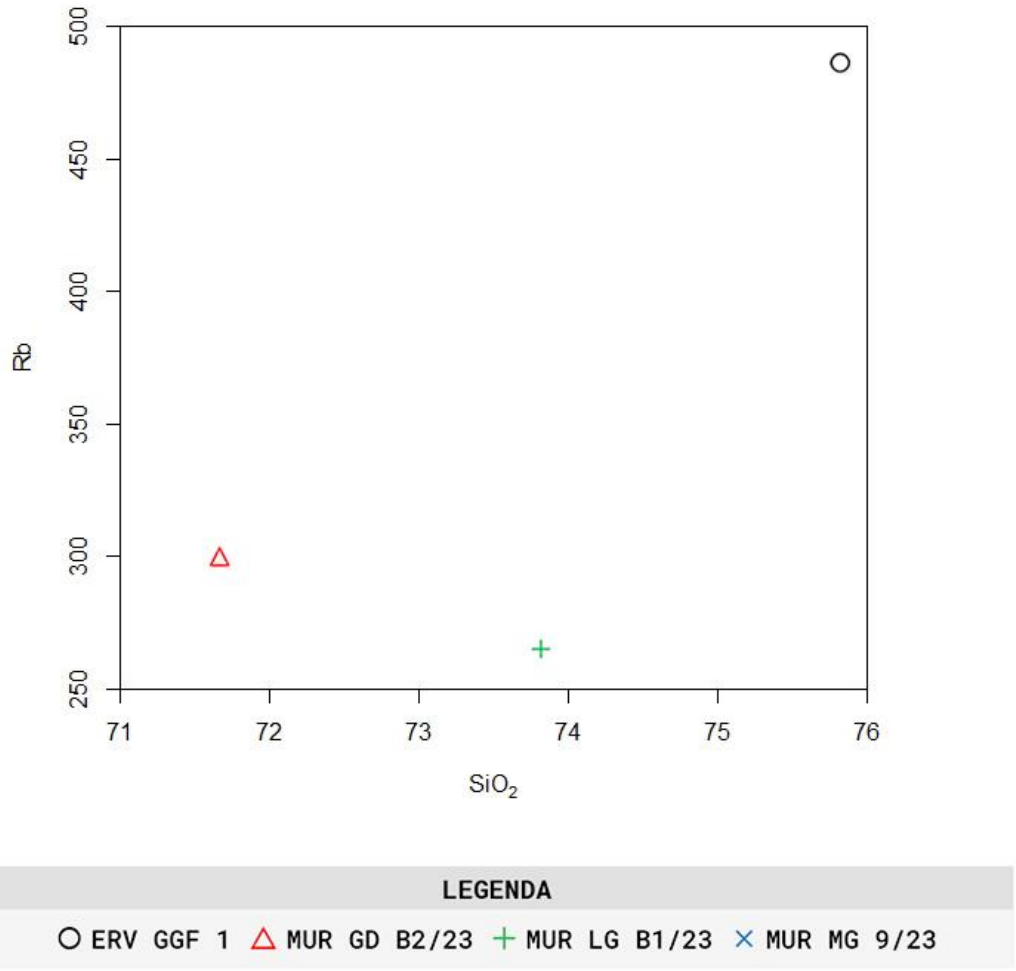


Figura 299 – Projeção das amostras analisadas no diagrama binário Rb vs. SiO_2.

A amostra com maior valor de GCI corresponde ao granito de Ervedosa (0,6), seguindo-se com um valor positivo, mas baixo o leucogranito de Murços (0,007). O granodiorito de Murços exibe um valor de GCI negativo (-3,5). No que toca ao índice de fertilidade em Sn (TSI), também neste parâmetro o valor mais elevado pode ser encontrado no granito de Ervedosa (0,07), ao qual se segue o leucogranito de Murços (0,04), e com um valor semelhante a este último, o granodiorito de Murços (0,03). Os valores calculados relativos ao índice de fertilidade (FI) geral para metais como o Sn, W, Mo, Be e Li, sugerem que das amostras analisadas, o microgranito corresponde à rocha mais fracionada e com maior índice de fertilidade (6,5), seguido do leucogranito de Murços (4,73) e pelo granito de Ervedosa (1,78), este último especializado em Sn como se verificou anteriormente. O granodiorito de Murços mostra o valor de FI mais baixo (1,08), indicando também neste parâmetro a sua fraca especialização metalogenética.

Quando comparados os valores de concentração em Sn das amostras analisadas, os granitos mais ricos em Sn correspondem ao microgranito com vivianite (145 ppm) e ao leucogranito de Murçós (117 ppm). O granito de Ervedosa, apesar do seu elevado fracionamento e especialização em Sn demostrou ser menos rico em Sn (38 ppm) face às amostras anteriormente referidas, e, ligeiramente mais pobre até que o granodiorito de Murçós (43 ppm), embora este último caso demonstre fraco fracionamento. No que toca ao W, o leucogranito de Murçós (13,5 ppm) corresponde à amostra que mostra maior fracionamento neste metal, ao qual se seguem o granodiorito de Murçós (9,3 ppm) e o granito de Ervedosa (9,1 ppm). O microgranito com vivianite mostra a menor concentração em W (7 ppm).

Face aos dados de geoquímica expostos, e às informações que revelam relativos ao maior fracionamento, o granito de Ervedosa, o leucogranito de Murçós e o microgranito com vivianite correspondem aos granitos mais especializados em Sn. O granito mais especializado em W corresponde ao leucogranito de Murçós.

Tendo em conta a classificação de *Neiva (2002)*, o granito de Ervedosa, o leucogranito de Murçós e o microgranito com vivianite correspondem aos granitos enriquecidos em Sn, Rb, Cs, Li e F e TRL em detrimento das TRP, e empobrecidos em Ti, Cr, V, Ni, Co, Sr e Ba. São peraluminosos (A/CNK ≥ 1,1) e apresentam assinaturas de protólitos metassedimentares, derivados da fusão parcial de materiais crustais, e contendo entre 18-100 ppm de Sn e 3-9 ppm de W. O granodiorito de Murçós, em comparação com a classificação de *Neiva (2002)*, e tendo em conta os dados de geoquímica de rocha total, é semelhante aos granitoides biotíticos peraluminosos do tipo S, sintectónicos, resultantes da fusão parcial de materiais infracrustais e fracamente fracionado. Estes granitos mais ricos em biotite, e que exibem a ilmenite como único mineral opaco, apresentam índices A/CNK geralmente entre 1,10 e 1,36, são enriquecidos em TRL em relação ao TRP (LaN/YbN = 14–33) e apresentam anomalia negativa de Eu com valores de Eu/Eu* de 0,32–0,67. Em situações pontuais, ocorrem veios de quartzo mineralizados em scheelite > cassiterite associados a estes granitos. Corresponde à rocha com menor saturação em alumina, com um índice A/CNK de 1,26, assim como a amostra onde o enriquecimento de TR é francamente o mais pronunciado (ΣTR = 150,33 ppm) e, onde o fracionamento das TRL é igualmente o mais elevado (ΣTRL/ΣTRP = 10,92; La/Yb_N = 24,02). Os teores de K_2O são os mais elevados de todas as amostras analisadas (4,88%), e é bastante mais rico em Rb (299 ppm) face ao Sr (120 ppm). O valor da anomalia negativa do Eu/Eu* é a mais pronunciada do conjunto (0,49). Por outro lado, as concentrações de W (9,3 ppm) são baixas, e tal como mencionado

anteriormente, tais concentrações não podem justificar que o granodiorito de Murçós seja a fonte do Sn ou do W das mineralizações em scheelite de Murçós. No entanto, deve ser notada a abundância superior de CaO (0,94%) no GM, o que é relevante para a precipitação da scheelite, já que é necessário Ca para que a scheelite precipite. *Ribeiro & Pereira (1982)* e *Gomes (1996)* notam a existência esporádica de carbonatos nas sequências metassedimentares encaixantes, e que poderão também terem contribuído com parte do Ca, por via de circulação de fluídos hidrotermais pós-magmáticos e consequente decomposição dos carbonatos. Pelo conjunto dos dados expostos, o leucogranito de Murçós e o microgranito com vivianite, correspondem às fácies magmáticas presentes em Murçós que apresentam as mais fortes evidências da sua correlação espacial e genética com as mineralizações em scheelite e cassiterite, em ambos os casos altamente especializados em Sn e, no caso do leucogranito, a amostra com maior especialização em W. Ambas os granitoides mostram fortes evidências de intenso fracionamento que ocasionou o enriquecimento em Sn e W por via de cristalização fracionada. O granito de Ervedosa, embora menos rico em Sn e W do que as amostras anteriormente mencionadas, corresponde a um granito também muito fracionado, onde a sua especialização em Sn mostra evidências igualmente derivada de processos de cristalização fracionada, tal como mostram os resultados obtidos, e que corroboram os resultados apresentados por *Gomes (1996)*.

De modo a avaliar mais profundamente as tendências de enriquecimento em Sn e W nas litologias analisadas, foram elaborados diferentes diagramas que visam encontrar correlações entre o enriquecimento e o grau de fracionamento, que vieram confirmar muitas das evidências sobre a maior ou menor grau de fracionamento, e, consequentemente, a maior ou menor importância que os processos de diferenciação magmática tiveram na concentração dos metais.

De acordo com *Lehmann (1990)*, com o avanço da cristalização fracionada, os teores de Sn devem aumentar com o aumento do coeficiente Rb/Sr, e diminuir com o aumento do teor em TiO_2. Nas projeções binárias da *Figura 300(a, b)*, a correlação proposta por *Lehmann (1990)* é verificável, com o granito de Ervedosa e o leucogranito a mostrarem teores elevados de Sn e as razões Rb/Sr igualmente mais elevadas, bem como a mostrarem uma tendência de diminuição da concentração de Sn com o aumento do teor de TiO_2. O granodiorito de Murçós mostra teores de Sn estáveis para uma razão Rb/Sr baixa, bem como não evidencia fracionamento do Sn com o aumento do TiO_2. Todas as amostras mostram, assim, teores em Sn superiores aos campos definidos por *Lehmann (1990)* para xistos, a média da crosta e da crosta superior, e cuja estas projeções vão

de encontro do modelo de enriquecimento por cristalização fracionada. De acordo com vários trabalhos *(Dostal & Chatterjee, 2000; Stepanov et al., 2014; Linnen et al., 2014)*, o grau de fracionamento das razões de Nb/Ta e Zr/Hf é frequentemente utilizado na interpretação da petrogénese de rochas graníticas, uma vez que se encontra demonstrado que a diminuição das razões Nb/Ta e Zr/Hf nos granitos ocorre durante os processos de fusão parcial *(Stepanov et al., 2014)* e de cristalização fracionada *(Raimbault et al., 1995; Bau, 1996; Linnen e Keppler, 1997; Linnen, 1998; Stepanov et al., 2014)*. No caso das amostras analisadas, as projeções dos valores Nb/Ta vs. Zr/Hf *(Figura 301)* põem em evidência, uma vez mais, a importância dos processos de cristalização fracionada tiveram sobre o granito de Ervedosa, o leucogranito de Murçós e no microgranito, com todas estas amostras a exibirem razões Nb/Ta e Zr/Hf e a projetarem-se no campo dos granitos enriquecidos em metais raros. Também neste diagrama, o granodiorito de Murçós não evidencia importância destes processos, projetando-se no campo dos granitos associados a mineralizações de Sn-W-U. Apesar da razão Nb/Ta ser amplamente usada, como referido, na caracterização petrogenética de granitos, de acordo *Ballouard et al. (2015)*, elementos incompatíveis como o F, Li, W, Sn Rb, Cs, Nb e Ta são reconhecidos pela elevada afinidade com fluidos ortomagmáticos e seu importante enriquecimento tem sido comumente usado como um marcador de alteração hidrotermal magmática em granitos crustais altamente evoluídos. Estes autores sugerem valores de Nb/Ta ≈ 5 marcam a transição entre um sistema puramente magmático (valores elevados de Nb/Ta) e um sistema magmático onde o envolvimento de uma fase fluida se torna significativo durante as fases finais da evolução (valores baixos de Nb/Ta). Partindo do pressuposto de *Ballouard et al. (2015)*, todas as amostras analisadas mostram a influência em pouco grau dos referidos fluídos mais tardios e enriquecidos em Sn e W *(Figura 300a, b)* já que os valores de Nb/Ta são em todos os casos inferior a 5. O leucogranito de Murçós mostra a razão Nb/Ta mais baixa de todas as amostras, sem mostrar um enriquecimento em Sn significativo, mas evidencia uma correlação extremamente forte com o W, com as mais baixas razões de Nb/Ta para os valores de concentração de W mais elevados de todas as amostras. Tal como havia sido já evidenciado, o leucogranito de Murçós é o granito mais especializado em W de todas as amostras. O diagrama da Figura 301 mostra que todos os granitoides analisados, com exceção do granodiorito de Murçós, correspondem a granitos férteis em metais raros *(Figura 301)*.

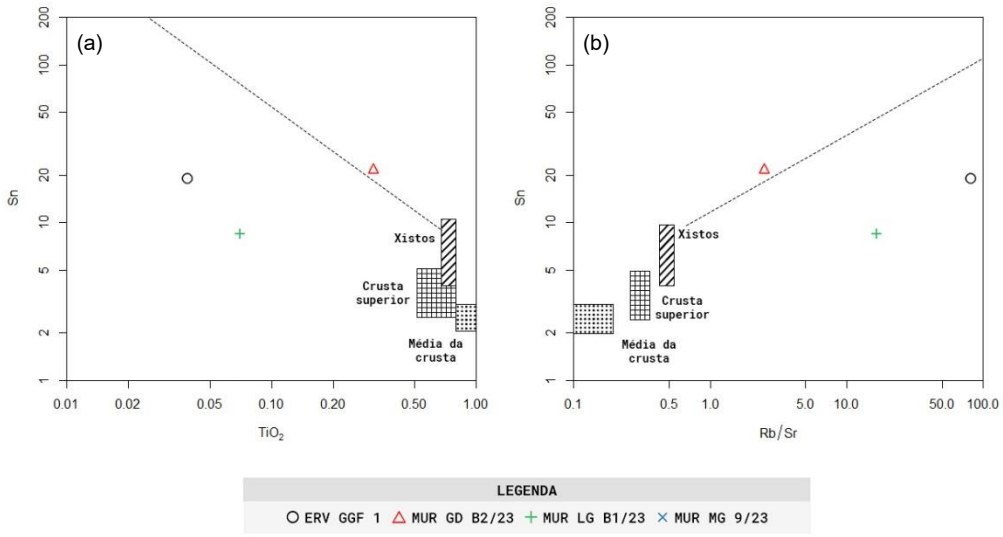


Figura 300 – Projeções das amostras nos diagramas binários Sn vs. TiO_2 *(a)* e Sn vs. Rb/Sr *(b)*. Os campos definidos foram adaptados dos propostos por *Lehmann (1990)*.

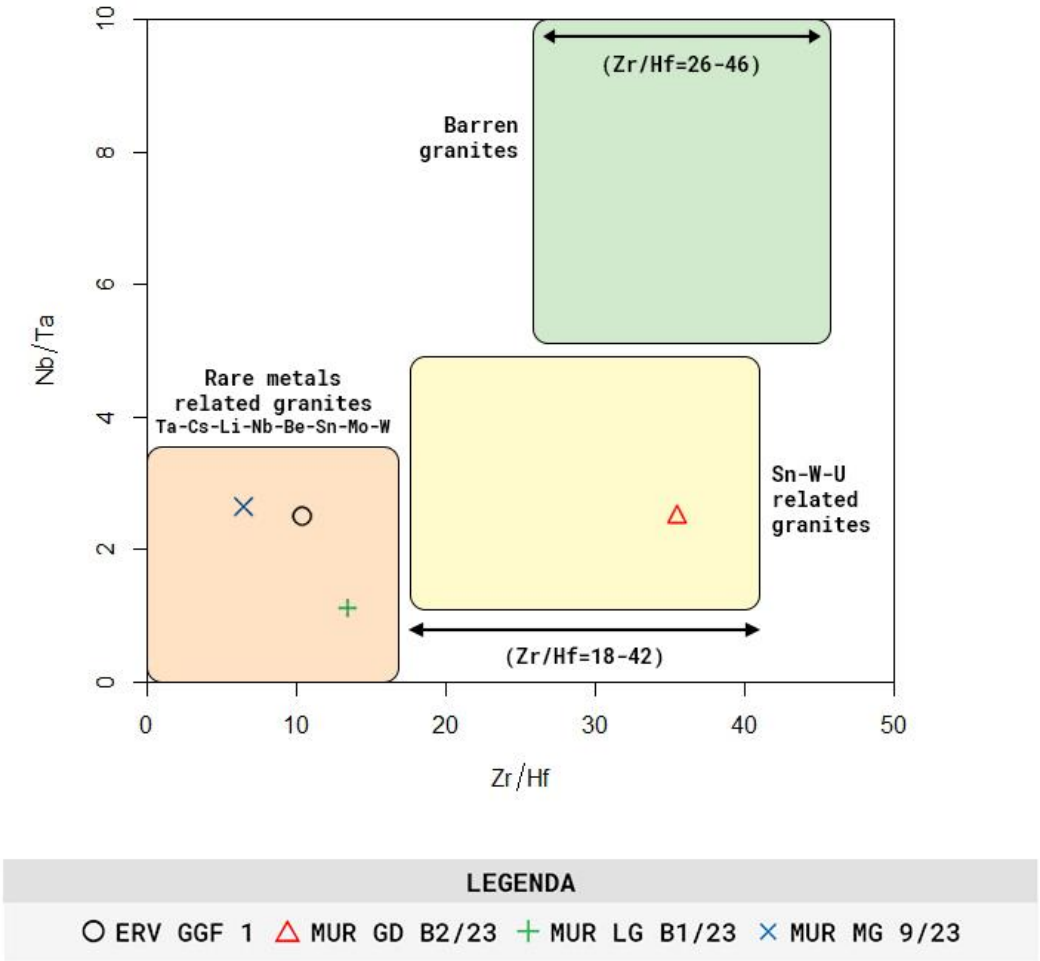


Figura 301 – Projeção das amostras analisadas no diagrama binário Nb/Ta vs. Zr/Hf. Os campos definidos foram adaptados dos propostos por *Ballouard et al. (2015)*.

O grau de fracionamento dos granitos pode igualmente ser avaliada, tendo em conta o comportamento relativamente regular do Sn e do W com o F, sendo ampla a aceitação a ideia que o F, e que corresponde a um veículo de transporte destes elementos por complexação, especialmente no caso do Sn *(Lehmann, 1990; Heinrich, 1990)*. A projeção dos valores de concentração do Sn vs. diferentes elementos incompatíveis como F, W, Zn, Rb, Li, Nb e Ta *(Figura 302a,b,c,d,e,f,h)*, a projeção de Sn/W vs. F *(Figura 302g)* bem como Nb/Ta vs. F, K/Rb vs. F, Rb/Sr vs. F e Zr/Hf vs. F *(Figura 303a,b,c)* das amostras analisadas evidenciam bem a correlação entre estes elementos e o maior ou menor envolvimento nos processos de enriquecimento dos metais, particularmente o Sn. Relativamente à relação entre o Sn e o F *(Figura 302f)* verifica-se que o microgranito com vivianite regista o mais importante enriquecimento em Sn acompanhado pelo aumento dos teores de F. As restantes amostras não registam esta correlação num grau tão significativo, sobretudo no caso do leucogranito de Murçós. O W *(Figura 304a,b,c,d,e)* não mostra qualquer tipo de correlação positiva assinalável com o F nem outro elemento incompatível em nenhuma das amostras, nomeadamente o F, Mo, Nb, Ta, F e Zr, denunciando o mais fraco fracionamento do W face ao Sn. O Zn exibe um comportamento similar ao Sn, tende a concentrar-se em fluídos tardios, pelo que elevados teores de Zn e F denunciam atividade hidrotermal. Nas amostras analisadas, o único caso em que se verificam os mais elevados teores de Zn para os mais elevados teores de F *(Figura 302h)*, corresponde ao caso do microgranito com vivianite. O granodiorito de Murçós mostra igualmente teores elevados de Zn, mas os teores de F são mais baixos, pelo que os fluidos tardios não terão tido tanta importância. A projeção dos valores de Nb/Ta vs. F validam ainda mais as evidências do controlo magmático e dos processos de cristalização fracionada no enriquecimento dos metais, uma vez que em granitos férteis em Sn(W) altamente fracionados, o aumento do teor de F desencadeia tipicamente o decréscimo de Nb/Ta, devido à complexação preferencial do Ta nas fases fluídas tardias *(Lehmann, 1990; Heinrich, 1990; Ballouard et al., 2015; Bonnetti et al., 2022)*. Nas amostras analisadas os teores de Nb/Ta mantêm-se relativamente elevados com o aumento de F, não se verificando enriquecimento em Ta, pelo que as amostras analisadas não mostram evidências de perturbações hidrotermais que remobilizassem o Nb e o Ta. As projeções de K/Rb vs. F e Rb/Sr vs. F *(Figura 304a,b)* são igualmente concordantes no sentido da dominância dos processos de diferenciação magmática, especialmente importante no granito de Ervedosa. No caso do granito de Ervedosa, é distinto o mais baixo coeficiente K/Rb (61,99), acompanhado dos teores elevados de F (≥0,05%), assim como o coeficiente Rb/Sr é o

mais elevado de todas amostras (81,0). Os baixos valores de K/Rb correspondem a uma das características mais marcantes dos granitos altamente fracionados, que quando associados a altos teores F suporta enriquecimento em elementos incompatíveis e a potencial complexação de metais *(Ishihara, 1981; Taylor, 1962; Webster, 1996, 1997; London, 1999, 2014; Müller & Seltmann, 2004; Breiter, 2016)*. Por outro lado, os valores de Rb/Sr>20, associados a elevados teores de F, tem vindo a ser apontado como um limite que marca a evolução de granitos férteis em metais raros *(Pearce & Harris, 1983; Černý et al., 1985; Breiter, 2012)*. Tendo em conta o anteriormente exposto, as projeções de K/Rb vs. F, Rb/Sr vs. F e Zr/Hf vs. F *(Figura 303a, b, c)* mostram, mais uma vez a importância dos processos de fracionamento magmático na especialização metalogenética, e onde o granito de Ervedosa corresponde ao litótipo francamente mais especializado em Sn. O leucogranito de Murçós embora mostre evidências de fracionamento, já discutidas anteriormente, nestas projeções fica claro que este processo não teve o mesmo grau de intensidade nesta amostra comparativamente ao granito de Ervedosa. O granodiorito de Murçós, mostra o menor grau de evolução de todas amostras e o menor grau de envolvimento de processos de fracionamento no enriquecimento em Sn e W. *Ballouard et al. (2016)* sugerem a utilização das anomalias do Ce e do Eu, bem como o coeficiente Fe^{3+}/Fe^{2+} como marcadores da fertilidade dos granitos em sistemas de Sn(W). As amostras analisadas, tendo em conta o proposto por *Ballouard et al. (2016)*, apresentam valores de Ce/Ce* positivas, sugerindo enriquecimento em Ce em condições redutoras, bem como pronunciadas anomalias negativas do Eu (exceto o granodiorito de Murçós), encaixando-se no sentido de corresponderem a granitos férteis. As anomalias positivas do Ce, associadas às razões Fe^{3+}/Fe^{2+} baixas calculadas nas amostras analisadas e a observação petrográfica da ilmenite como o óxido de Fe presente, evidenciam o envolvimento de condições redutoras e baixa fugacidade do O_2 (fO_2), aproximando as amostras dos granitos reduzidos do tipo S, da série da ilmenite, e que *Ishihara (1979)* afirma estarem diretamente ligados à fertilidade Sn–W.

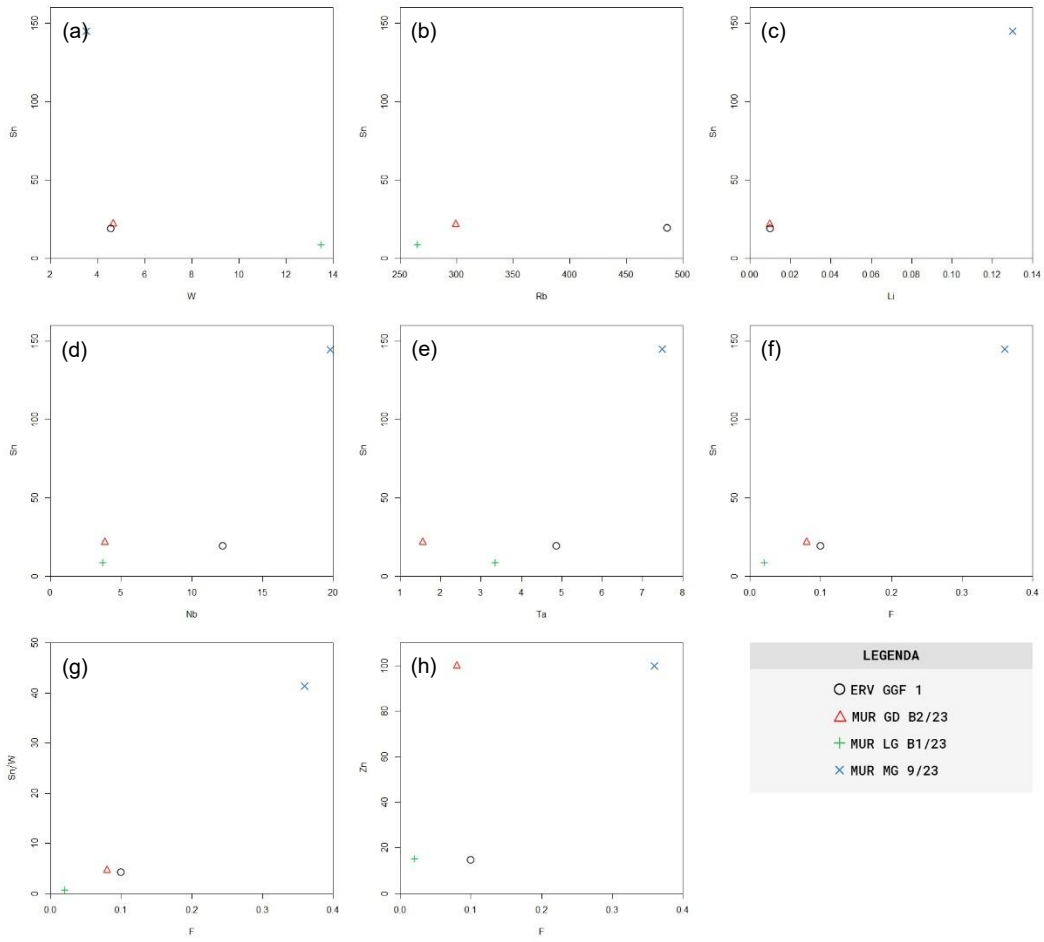


Figura 302 – Projeções das amostras nos diagramas binários Sn vs. W *(a)*, Sn vs. Rb *(b)*, Sn vs. Li *(c)*, Sn vs. Nb *(d)*, Sn vs. Ta *(e)*, Sn vs. F *(f)*, Sn/W vs. F *(g)* e Zn vs. F *(h)*.

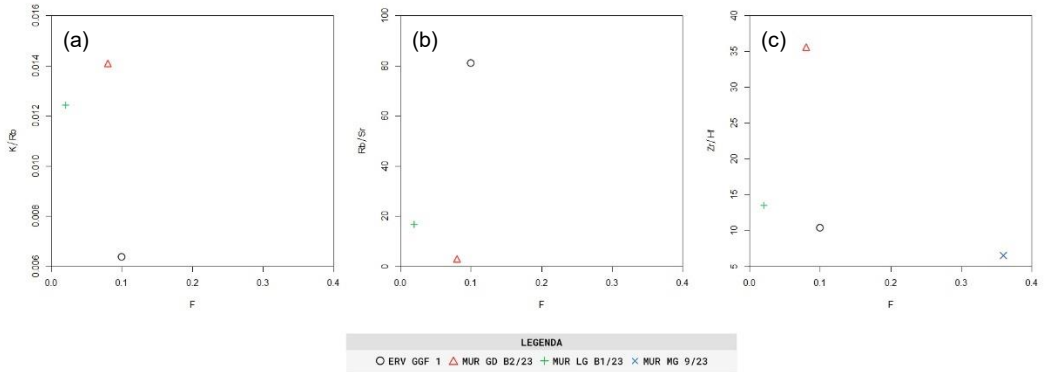


Figura 303 – Projeção das amostras nos diagramas binários K/Rb vs. F *(a)*, Nb/Ta vs. F *(b)* e Zr/Hf vs. F *(c)*.

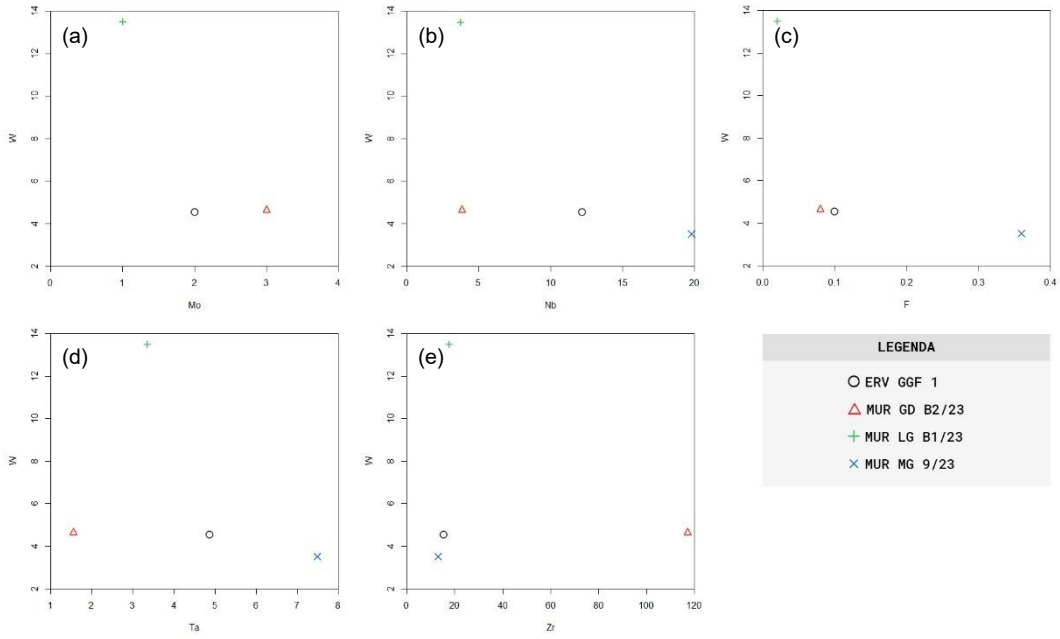


Figura 304 – Projeção das amostras nos diagramas binários K/Rb vs. F *(a)*, Nb/Ta vs. F *(b)* e Zr/Hf vs. F *(c)*.

Tendo em conta todas as evidências até aqui apuradas, conclui-se que o processo de cristalização fracionada, foi determinante no enriquecimento em Sn do granito de Ervedosa e no microgranito com vivianite, assim como no leucogranito de Murços, que para além do Sn, mostra o maior fracionamento do W das amostras analisadas. O fracionamento terá levado à formação de fluidos tardi-magmáticos enriquecidos em Sn e W. O granodiorito de Murços não evidência corresponder à fonte do W e do Sn, e consequentemente os fluídos tardi-magmáticos resultantes das fases mais tardias da sua evolução, não serão os responsáveis pelas mineralizações em scheelite e cassiterite de Murços. Pelo contrário, a presença de fácies graníticas mais diferenciadas e metalogeneticamente férteis em W e Sn, tais como o leucogranito e microgranito com vivianite, apontam para que estas fácies representam parte de um complexo granítico complexo responsável pelas mineralizações em Murços. Não deve ser descartada, contudo, a possibilidade, já mencionada anteriormente, de que o granodiorito de Murços possa ter contruído em larga escala com o Ca necessário à precipitação da scheelite, por via da interação de fluídos tardios relacionados com o episódio magmático que levou ao fracionamento e cristalização do aparelho associado ao leucogranito e ao microgranito. A favor deste argumento encontram-se as evidências alterações tardi-magmáticas no granodiorito, bem como o facto dos filões mineralizados em scheelite estarem instalados quase em exclusivo nas cúpulas de granodiorito. Autores como *Ribeiro & Pereira (1982)* e *Gomes (1996)* notam a existência esporádica de carbonatos

nas sequências metassedimentares encaixantes, propondo que a interação dos fluídos tardi-magmáticos poderá ter ocasionado a descomposição dos mesmos e consequente precipitação da scheelite. No entanto, são escassos os filões mineralizados em Murçós instados nos metassedimentos, pelo que se o encaixante fosse uma fonte significativa de Ca, seria de esperar uma maior abundância de filões com scheelite e cassiterite instalados nos mesmos.

No caso de Ervedosa, a existência de um grande acidente tectónico, isto é a ZCLRM, associado aos processos de instalação e evolução magmática hercínica, correspondem aos motores responsáveis pelas mineralizações de Sn e W. Isto é, por um lado a existência de um acidente tectónico com uma rede de fraturas associadas terá facilitado não só a ascensão e instalação dos granitos, como numa fase mais tardia terá facilitado a circulação e dispersão dos fluídos ricos em Sn. No caso de Murçós, apesar da instalação dos diferentes granitoides presentes na área, estar estruturalmente ligada inegavelmente à ZCLRM à o facto dos filões mineralizados em scheelite se encontrarem instalados exclusivamente no granodiorito, leva a crer que a abertura dos filões estará relacionada com a grande pressão de fluídos tardios resultantes da instalação mais tardia do pulso magmático do qual fazem parte fácies mais diferenciadas como o leucogranito e o microgranito, nos quais os processos de cristalização fracionada foram essenciais no enriquecimento em metais. Os grandes volumes de turmalina encontrados nos filões de Murçós, confirmam a existência de um sistema aberto de circulação de fluídos ricos em B que terão interagido não só com o granodiorito de Murçós, mais rico em Fe e Mg que as restantes amostras, mas também com os metassedimentos encaixantes.

7. Química Mineral

7.1. Cassiterite

7.1.1. Introdução

A zonalidade cromática das cassiterites é uma característica reportada em muitos jazigos estaníferos de diferentes tipologias e contextos tectónicos, embora a elevada multiplicidades de trabalhos referentes a esta problemática não sejam consensuais relativamente às causas e/ou mecanismos responsáveis da sua origem, apesar de se registarem variações sistemáticas nos diferentes ambientes metalogénicos *(Stevenson & Taylor, 1973; Wang, 1988; Möller et al., 1988; Murciego, 1990)*. São, no entanto, numerosos os trabalhos que sugerem uma relação entre a zonalidade cromática da cassiterite e a sua composição química *(Leube & Stumpfl, 1963; Murciego et al., 1987; Möller et al., 1988; Spilde & Shearer., 1992; Neiva, 2008)*. *Ramdohr (1933)* atribui estas características à presença de halos pleocroicos formados pela presença de inclusões de minerais radioativos, enquanto *Liebenberg (1945)* sugere que o zonamento cromático e o pleocroísmo observados nas cassiterites podem ser atribuídos à presença de Nb e Ta na estrutura cristalina. De outro ponto de vista, quanto aos elementos envolvidos neste fenómeno, o trabalho de *Grubb & Hannaford (1966)* tenta explicá-lo com base nas diferenças na variação da razão Fe^{2+}/Fe^{3+} assinalável em cassiterites de diferentes proveniências.

Por outro lado, os trabalhos de *Goncharov & Filatov (1971) e de Taylor (1979)* apontam para mudanças dos parâmetros de célula de acordo com a cor, verificando-se uma contração anisotrópica da malha cristalina na passagem de uma área clara para uma zona escura da cassiterite, sendo que a intensidade da cor não é uma consequência da quantidade total de elementos traço presentes. Ainda segundo estes trabalhos, estes elementos traço podem ser classificados, de acordo com a deformação que causam na rede cristalina, como:

(1) causa da contração isotrópica da estrutura da cassiterite, mas sem provocar diferenças de cor assinaláveis, sendo o mais importante destes elementos o Ti;
(2) deformação anisotrópica da malha cristalina e surgimento de tons castanhos, provocados por elementos como o Fe, W, Ba, Sc, Be, Mn, que os desencadeiam e cujo aumento de teor é reportado desde as variedades mais claras para variedades mais escuras.

O trabalho de *Dudykina (1959, in Taylor, 1979)* estabelece um paralelo entre a zonalidade cromática e pleocroísmo das cassiterites, com a presença em maior ou menor abundância de Nb e Ta e as diferenças nas condições físico-químicas de formação das cassiterites, concluindo que os teores de Nb e Ta são máximos nos ambientes pegmatíticos, onde o Ta pode ser utilizado para caracterizar as condições de formação. Aquele autor demonstra ainda que o Ta é encontrado em teores que podem ultrapassar os 2% em veios quartzo-feldspáticos de alta temperatura e *greisens*, e de modo contrário, muito pouco abundante a inexistente em filões de quartzo-cassiterite e em filões com sulfuretos e cassiterite. Trabalho mais recente relacionado com a zonalidade cromática e pleocroísmo das cassiterites e a sua relação com a substituição do Sn por outros catiões, deve-se a *Bennett et al. (2024)*, mostrando que os mecanismos de substituição de elementos como o Ti, Fe, Mn, Nb, Ta, W e Zr variam sistematicamente em função do ambiente mineralizante. Segundo este trabalho, cassiterites precipitadas de líquidos silicatos apresentam principalmente um mecanismo de substituição Fe-(Nb,Ta) com uma estequiometria de 1:2, enquanto as cassiterites precipitadas em sistemas dominados por processos autometassomáticos (*greisens*) seguem mais de perto uma estequiometria 1:1, bem como teores mais elevados de Ti. Por outro lado, cassiterites precipitadas somente a partir de fluidos hidrotermais (como os sistemas de veios de quartzo Sn-(W)) apresentam os teores mais elevados de Ti, com menor importância de substituições Fe-(Nb,Ta), exibindo uma mudança para a incorporação de Fe^{3+} por via estequiométrica no FeO.OH. As cassiterites precipitadas por sistemas hidrotermais em *skarns* apresentam os teores mais elevados de Fe e os menores teores de Nb, Ta e Ti.

No que toca aos jazigos filonianos de Sn(W) e (W-Sn) de Portugal, o mais importante trabalho nesta questão é da autoria de *Neiva (2008)*, em que esta autora expõe claramente as diferenças entre cassiterites provenientes de jazigos Sn(W), em que aquelas exibem um zonamento cromático forte, com alternâncias de bandas claras e escuras e forte pleocroísmo, e com maior riqueza de elementos como Nb, Ta e Fe e cassiterites provenientes de jazigos W(Sn), onde, por vezes zonadas, não exibem pleocroísmo oscilatório intenso e onde não existe distinção química significativa das bandas alternantes.

Dos diferentes trabalhos consultados pode concluir-se que, embora a zonalidade cromática e o pleocroísmo oscilatório aparentem estar relacionado com a presença de elementos como o Nb, Ta, Fe e W, os mecanismos que levam à concentração destes elementos em zonas preferenciais da cassiterite continua por explicar, denotando-se,

contudo, que o tipo de jazigo e as condições aparentam ser os principais fatores envolvidos.

7.1.2. Material e métodos

Foram selecionadas para as análises de microssonda eletrónica, amostras de minerais pertencentes à paragénese dos filões com mineralização estanífera (Ervedosa) e tungstífera (Murçós e Agrochão) com vista à caracterização quantitativa e qualitativa dos elementos maiores e menores constituintes da sua composição química, assim como determinar a existência ou não de zonalidade química destes elementos em diferentes pontos do mineral em causa. As análises de microssonda eletrónica foram levadas a cabo no Edifício Científico-Tecnológico Severo Ochoa, na Universidade de Oviedo (Espanha), recorrendo a um equipamento CAMEBAX SX-100 com condições de análise de aceleração da voltagem de 15 kV, corrente de feixe de 15 nA, diâmetro de feixe de 2 μm, e tempo de acumulação de 5s, tendo as análises sido realizadas em lâminas delgadas, secções polidas e lâminas espessas bipolidas, elaboradas a partir de amostras colhidas em veios mineralizados de ambos os casos de estudo.

Foram assim selecionadas um total de 20 amostras de cassiterites, scheelites, moscovite, apatite e turmalinas, onde foram realizadas um total de 515 análises pontuais. Adicionalmente, e para fins comparativos, foram analisadas 3 amostras de cassiterites e uma amostra de scheelite do jazigo de W(Sn) da Panasqueira.

São, de seguida, apresentados os resultados obtidos e respetiva análise.

Para as análises de microssonda eletrónicas nesta espécie mineral, foram selecionados 5 cristais centimétricos de cassiterites colhidas nos veios estaníferos, que foram montados num bloco de resina, que depois foi polido, de modo que a sua característica zonalidade ótica de bandas claras e bandas escuras, fortemente pleocroicas, muitas vezes visível a olho nu, ficasse destacada. Este bloco polido, antes das análises na microssonda eletrónica, foi analisado detalhadamente ao microscópio polarizante com luz refletida (LR) e ao microscópio eletrónico de varrimento (MEV).

7.1.3. Cassiterite de Ervedosa

Os resultados obtidos encontram-se expressos, em termos de valores médios, na *Tabela 6*. Os resultados integrais encontram-se em anexo. As análises de microssonda nestas cassiterites demostram tratar-se de cassiterites bastante puras, aproximando-se da composição ideal de SnO_2, com uma média geral de 99,02% de SnO_2, e pequenas quantidades de FeO (0,05%), Nb_2O_3 (0,11%), Ta_2O_5 (0,42%), MnO (0,01%), TiO_2 (0,22%) e WO_3 (0,07%). No que toca às bandas claras da cassiterite, com um pleocroísmo pouco intenso a inexistente, verifica-se que se trata de áreas dos cristais mais puros com uma média de 99% de SnO_2, e quantidades muito pequenas de TiO_2 (0,23%), MnO (0,007%), FeO (0,026%), Nb_2O_3 (0,024%) Ta_2O_5 (0,37%) e WO_3 (0,08%). Pelo contrário, as análises realizadas nas áreas mais escuras e de forte pleocroísmo, são, em geral, ligeiramente mais pobres em SnO_2 (98,89%) e ligeiramente mais ricas em TiO_2 (0,24%), MnO (0,013%), FeO (0,06%), Nb_2O_3 (0,18%), Ta_2O_5 (0,46%) e WO_3 (0,09%). Apesar das cassiterites de Ervedosa admitirem pequenas quantidades de elementos com o Nb, Ta, W, Fe, Ti e Mn, estas cassiterites projetam-se no diagrama ternário (Ta, Nb) vs. (Ti, Sn, W) vs. (Fe, Mn) no campo proximal da substituição ideal $(Fe,Mn)^{2}+2(Nb,Ta)^{5+} \leftrightarrow 3(Sn,Ti)^{4+}$, defendida por *Černy & Ercit (1985) (Figuras 305 e 306)*, observando-se uma boa correlação negativa entre o Sn e os catiões octaédricos (Nb, Ta, Ti, Fe, Mn, W) *(Figuras 307 a 312)*, sobretudo nas zonas escuras da cassiterite, especialmente no que toca ao Nb, Ti, e em certa medida o Fe, que demostram ser os catiões preferencialmente incluídos nas zonas escuras em detrimento dos restantes. Os diagramas binários das razões Nb+Ta vs. Fe+Ti *(Figuras 313 e 314)* e Nb+Ta vs. Sn+Ti+Fe+Mn *(Figuras 315 e 316)* correspondentes às zonas escuras e às zonas claras da cassiterite de Ervedosa mostram a maior afinidade das zonas escuras na substituição do Sn pelos catiões octaédricos relativamente às áreas claras.

Óxido	Zonas claras (wt. %)	Zonas escuras (wt. %)
SnO_2	99,0	98,89
TiO_2	0,23	0,24
MnO	0,007	0,013
FeO	0,026	0,06
Nb_2O_3	0,024	0,18
Ta_2O_5	0,37	0,46
WO_3	0,08	0,09
Total	99,7	99,9
Total de catiões calculados na base de 2 átomos de O (apfu)		
Sn	0,992	0,988
Ti	0,004	0,005
Mn	0,0002	0,0004
Fe	0,0006	0,001
Nb	0,0003	0,002
Ta	0,003	0,004
W	0,0005	0,0006
Nº de análises pontuais	81	120

Tabela 6 – Síntese dos resultados obtidos nas análises pontuais de microssonda eletrónica, expressos em termos da média, nas diferentes zonas cromáticas das cassiterites de Ervedosa e respetivos números de átomos por fórmula unitária (a.p.f.u., *atomic proportion per formula unit*), expressos em valores médios. Analista: Sara Costa e Silva

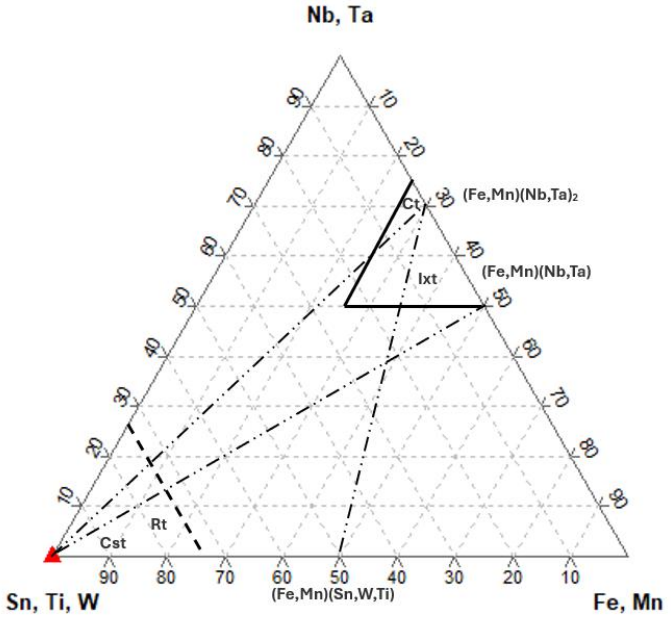


Figura 305 – Diagrama ternário (Ta, Nb) vs. (Sn,Ti,W) vs. (Fe,Mn) com as projeções obtidas para o conjunto das bandas escuras e claras analisadas nas cassiterites de Ervedosa. Note-se a demarcação dos campos da cassiterite (Cst), rútilo (Rt), ixiolite (Ixt) e columbo-tantalite (Ct).

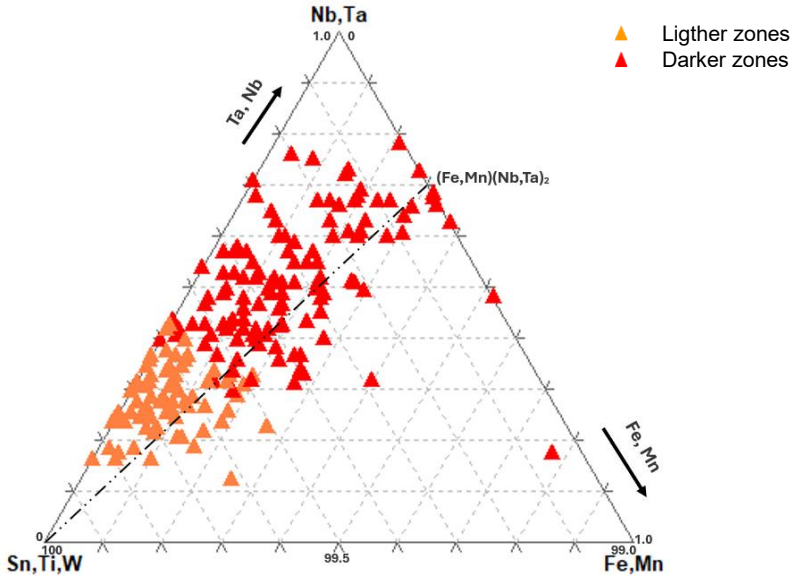


Figura 306 – Diagrama ternário (Ta, Nb) vs. (Sn, Ti, W) vs. (Fe, Mn) ampliado, com as projeções dos resultados obtidos nas bandas claras (triângulos laranjas) e bandas escuras (triângulos vermelhos) das cassiterites de Ervedosa.

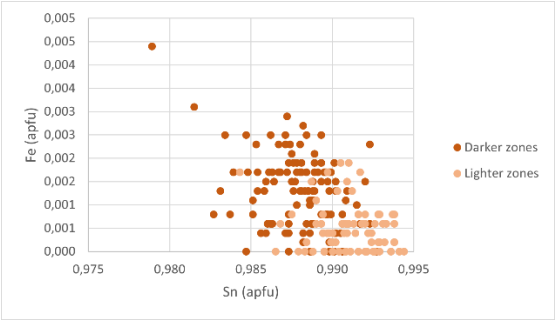


Figura 307 – Diagrama binário de correlação Fe vs. Sn das cassiterites de Ervedosa, com discriminação entre zonas escuras (pontos vermelhos) e zonas claras (pontos laranjas).

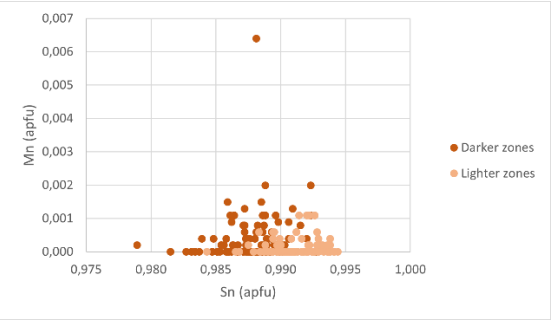


Figura 308 – Diagrama binário de correlação Mn vs. Sn das cassiterites de Ervedosa, com discriminação entre zonas escuras (pontos vermelhos) e zonas claras (pontos laranjas).

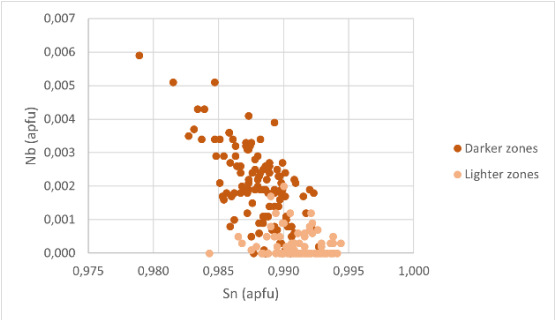


Figura 309 – Diagrama binário de correlação Nb vs. Sn das cassiterites de Ervedosa, com discriminação entre zonas escuras (pontos vermelhos) e zonas claras (pontos laranjas).

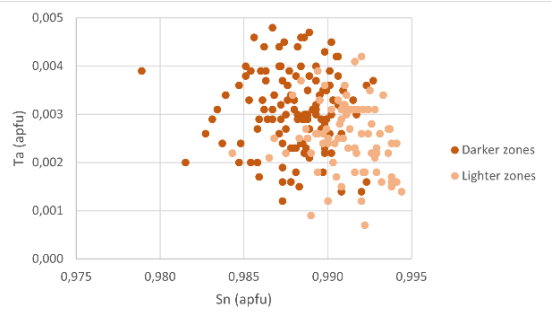


Figura 310 – Diagrama binário de correlação Ta vs. Sn das cassiterites de Ervedosa, com discriminação entre zonas escuras (pontos vermelhos) e zonas claras (pontos laranjas).

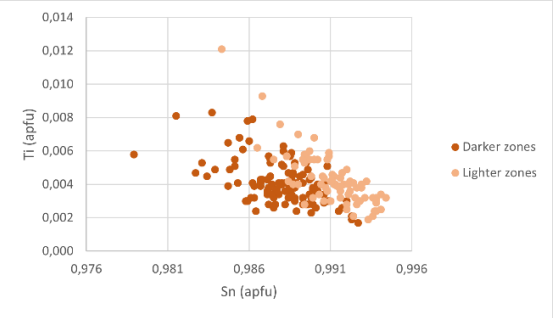


Figura 311 – Diagrama binário de correlação Ti vs. Sn das cassiterites de Ervedosa, com discriminação entre zonas escuras (pontos vermelhos) e zonas claras (pontos laranjas).

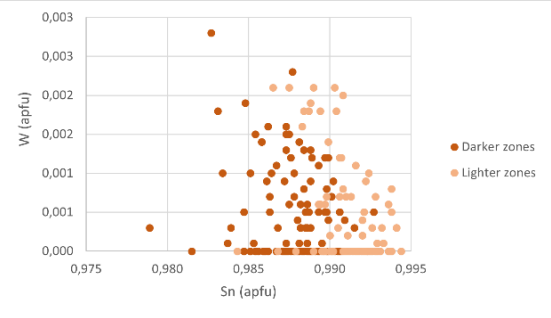


Figura 312 – Diagrama binário de correlação W vs. Sn das cassiterites de Ervedosa, com discriminação entre zonas escuras (pontos vermelhos) e zonas claras (pontos laranjas).

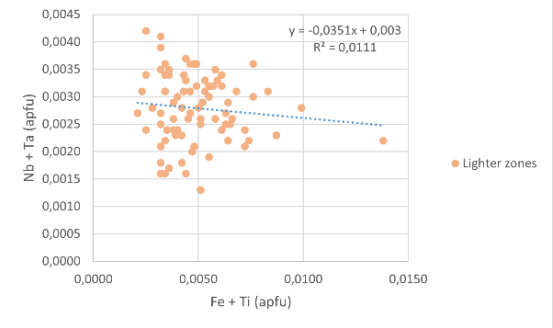


Figura 313 – Diagrama binário Nb+Ta vs. Fe+Ti relativo às análises pontuais efetuadas das áreas claras da cassiterite de Ervedosa.

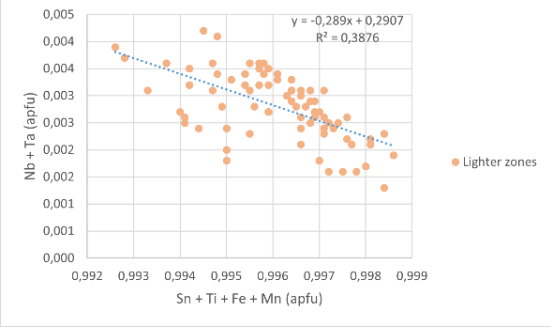


Figura 314 – Diagrama binário Nb+Ta vs. Sn+Ti+Fe+Mn relativo às análises pontuais efetuadas das áreas claras da cassiterite de Ervedosa.

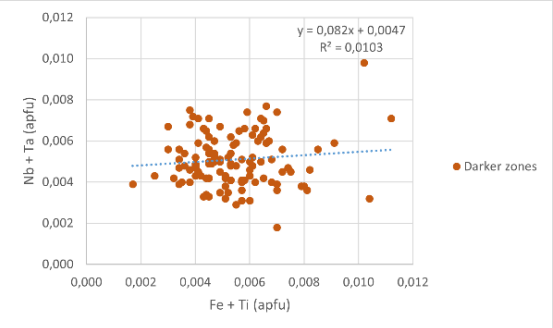


Figura 315 – Diagrama binário dos valores das razões Nb+Ta vs. Fe+Ti referentes às análises pontuais realizadas nas zonas escuras das cassiterites de Ervedosa.

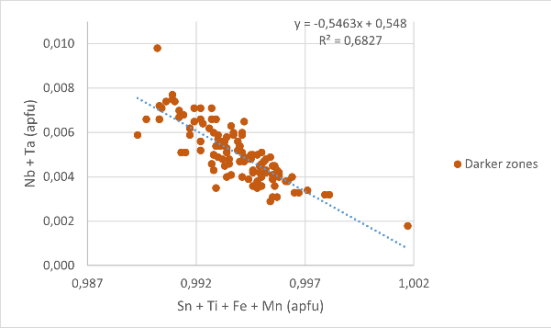


Figura 316 – Diagrama binário dos valores das razões Nb+Ta vs. Sn+Ti+Fe+Mn referentes às análises pontuais realizadas nas zonas escuras das cassiterites de Ervedosa.

7.1.4. Discussão

Apesar da maior riqueza das zonas escuras da cassiterite de Ervedosa em Nb, Ta, Fe, Ti e Mn, não é possível estabelecer uma correlação nítida entre as variações de composição química e as zonas claras e escuras. Utilizando o parâmetro estatístico R2 ou coeficiente de determinação, uma medida estatística que dá informação sobre o ajuste dos dados ao modelo, permitindo verificar o grau de co-dependência de duas variáveis, variando entre 0 (variáveis não co dependentes) e 1 (variáveis totalmente co dependentes), constata-se que nas projeções Nb+Ta vs. Fe+Ti e Nb+Ta vs. Sn+Ti+Fe+Mn das *Figuras 315* e *316*, que os valores de R2 para as zonas escuras mostram um certo grau de correlação, não sendo o caso das zonas claras para as quais os valores de R2 são baixos. As cassiterites de Ervedosa, pelas suas características petrográficas e de composição química são semelhantes às cassiterites apontadas por *Neiva A. (1996, 2008)* como as típicas de jazigos filonianos de Sn(W), espacialmente associados a granitos hercínicos moscovíticos a moscovítico-biotíticos, peraluminosos do tipo S, em alguns casos "*tin granites" (Lehmann, 1987)*. Esta tipologia de cassiterites descrita por *Neiva* A. *(1996, 2008)* pode ser identificada também em depósitos pegmatíticos, e corresponde a cassiterites com zonamento cromático alternante entre bandas paralelas escuras e bandas claras, e onde as primeiras exibem um forte pleocroísmo. Para além disto, são geralmente mais ricas em Fe do que em Mn e mais ricas em Nb do que em Ta, sendo as zonas escuras mais ricas em Fe, Ta e Nb do que as zonas claras, na maioria dos casos quase SnO_2 puro. Adicionalmente, as bandas escuras destas cassiterites apresentam inclusões/exsoluções de óxidos de Nb e Ta, podendo conter ainda rútilo ± ilmenite.

Exemplos semelhantes são assinalados por diferentes autores, não só para jazigos do orógeno hercínico europeu, mas também para jazigos associados a granitos orogénicos por todo o mundo *(Hosking, 1982; Oosterom, 1984, 1988; Vriend et al., 1985; Elliott et al., 1986; Ollila, 1986; Nambaje et al., 2020; Bennett, 2021; Drivenes et al., 2024)*. Muitos destes trabalhos põem em evidência um prévio enriquecimento dos granitos e das rochas encaixantes em determinados elementos como Ta, Nb, Sn, W, Be, B e REE, e que processos como a diferenciação magmática e fracionamento durante estádios hidrotermais-metassomáticos levam ao enriquecimento dos fluídos mineralizantes nestes elementos, podendo eventualmente explicar em parte o facto de algumas cassiterites poderem exibir razões Nb/Ta superiores ao da razão no condrito (Nb/Ta >> 100) *(Bennett et al., 2019)*, bem como explicar as diferenças assinaláveis em termos petrográficos *(Derré, 1982; Lehmann, 1982; Ribeiro & Pereira, 1982; Oosterom, 1988;*

Yongbao et al., 2014; Chicharro et al., 2016; Launay et al., 2021; Rocher et al., 2024; López-Moro et al., 2024; Harlaux et al., 2024).

Plimer & Kleeman (1991) mostram que cassiterites de veios intragraníticos tem semelhanças geoquímicas com o granito encaixante e cassiterites de veios instalados em veios exograníticos mostram maior similaridade ao nível destes elementos com as rochas encaixantes, sugerindo uma herança de assinatura geoquímica no que toca à composição das cassiterites. Os autores explicam que os teores por vezes elevados de Nb, Ta, W e outros não pode ser explicada inteiramente pelos mecanismos de substituição, implicando uma maior eficiência na concentração destes elementos por via de processos de diferenciação e fracionamento durante estádios hidrotermais-metassomáticos durante a mineralização estanífera.

7.2. Inclusões versus exsoluções na cassiterite de Ervedosa

Foram selecionados para as análises de microssonda eletrónica dois cristais anédricos de duas inclusões distintas a nível petrográfico, presentes nas zonas escuras da cassiterite dos veios mineralizados de Ervedosa, e que foram interpretados como exsoluções com base nos critérios adotados por *Neiva A. (1995)*. As exsoluções são contemporâneas da cassiterite hospedeira, definindo alinhamentos e verifica-se uma modificação da composição química da cassiterite na proximidade e no contato com as mesmas. Pelo contrário, as inclusões são anteriores ao mineral que as contém, não exibem orientação preferencial e não existe modificação da composição química do mineral hospedeiro nas proximidades das inclusões.

Face aos resultados do estudo à microssonda das cassiterites de Ervedosa verifica-se que, em alguns pontos proximais dos minerais inclusos se observa uma ligeira diminuição dos teores em Sn, Ti, W, Nb e Ta, pelo consideramos que se tratavam de exsoluções nas quais aqueles elementos entraram preferencialmente na sua estrutura cristalina. Na *Tabela 7* encontram-se os resultados obtidos nas análises pontuais levadas a cabo nas exsoluções selecionadas, expressos em termos médios de peso em óxidos e os respetivos valores de átomos por fórmula unitária (*apfu*). Os resultados na integral podem ser consultados em anexo.

Óxido	Exsolução 1 (Columbite (Fe) (Cst ERV_EF5B) (wt. %)	Exsolução 2 (Columbite (Mn) (Cst ERV_EF5B) (wt. %)
Nb_2O_3	57,3	56,9
Ta_2O_5	13,3	10,7
TiO_2	4,00	4,2
SnO_2	2,9	0,9
WO_3	4,03	10,4
MnO	7,7	11,4
FeO	10,9	5,4
Total	100	99,9
Total de catiões calculados na base de 8 átomos de O (apfu)		
Nb	2,0573	2,0320
Ta	0,2893	0,2907
Ti	0,2803	0,1503
Sn	0,0590	0,0153
W	0,0967	0,2807
Mn	0,5367	0,8607
Fe Total	0,7037	0,3703
Σ catiões	4,023	3,999
Mn / Mn + Fe	0,43	0,70
Ta / Ta + Nb	0,12	0,12
Nº de análises pontuais	3	3

Tabela 7 – Síntese dos resultados obtidos nas análises pontuais de microssonda eletrónica, expressos em termos da média, nas exsoluções seleccionadas nas cassiterites de Ervedosa e respetivos números de átomos por fórmula unitária (a.p.f.u., *atomic proportion per formula unit*), expressos em valores médios. Analista: Sara Costa e Silva

De um modo geral, as exsoluções analisadas no depósito de Ervedosa, correspondem a óxidos de Nb e Ta do grupo da columbo-tantalite *(Figuras 317 e 318)*, projetando-se abaixo da tendência de substituição ideal $(Fe,Mn)^{2+}+2(Nb,Ta)^{5+} \leftrightarrow 3(Sn,Ti)^{4+}$ definida por *Černý & Ercit (1989)*, e apresentando valores bastante significativos de Sn, Ti e W. A exsolução 1 mostra valores mais elevados de Nb, Ta, Sn e Fe e teores de Mn < Fe relativamente à exsolução 2 que se destaca pela sua maior riqueza relativa em Ti, W e Mn e Mn > Fe. Em ambas as situações, verifica-se uma maior abundância do Nb sobre o Ta. Quando projetadas as razões Ta/Ta+Nb e Mn/Mn+Fe no diagrama quadrilátero dos óxidos de Nb e Ta de *Černý & Ercit (1989) (Figura 319)*, verifica-se que a exsolução 1 corresponde a uma columbite rica em Fe, enquanto a exsolução 2 se situa no campo das columbites mais ricas em Mn.

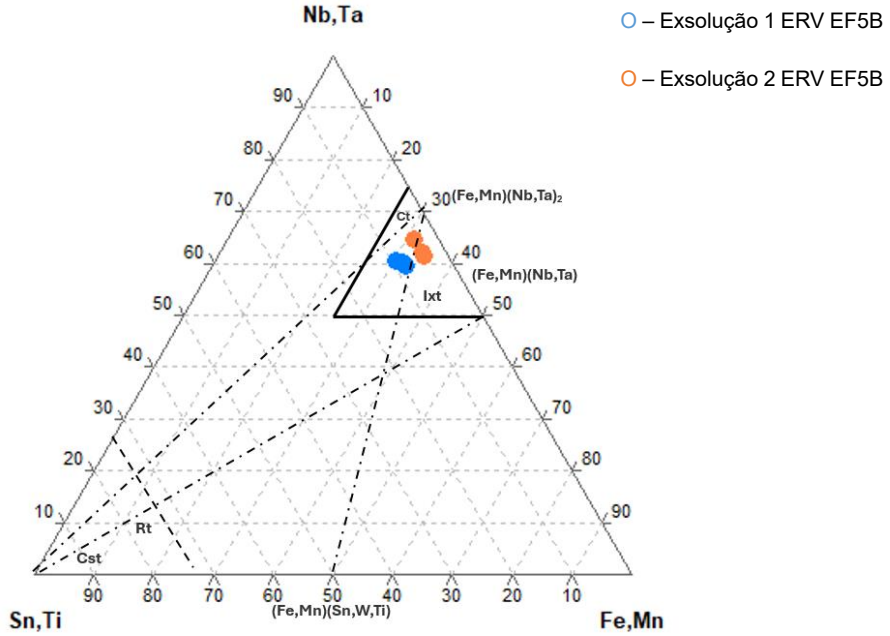


Figura 317 – Diagrama ternário (Ta, Nb) vs. (Sn,Ti,W) vs. (Fe,Mn) com as projeções obtidas exsoluções analisadas nas cassiterites de Ervedosa. Note-se a demarcação dos campos da cassiterite (Cst), rútilo (Rt), ixiolite (Ixt) e columbo-tantalite (Ct)

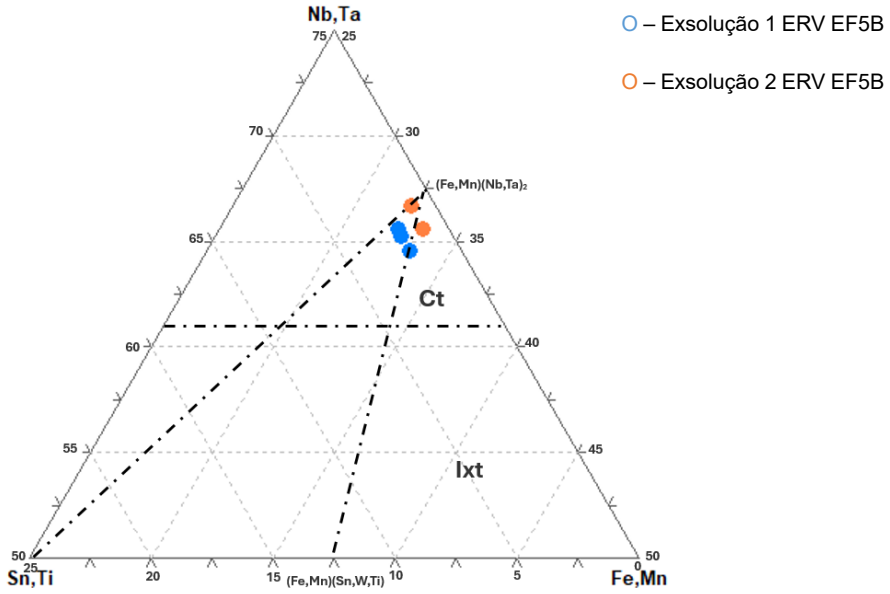


Figura 318 – Ampliação do diagrama ternário (Ta, Nb) vs. (Sn,Ti,W) vs. (Fe,Mn) com as projeções obtidas exsoluções analisadas nas cassiterites de Ervedosa, com as demarcações do campo da ixiolite (Ixt) e da columbo-tantalite (Ct).

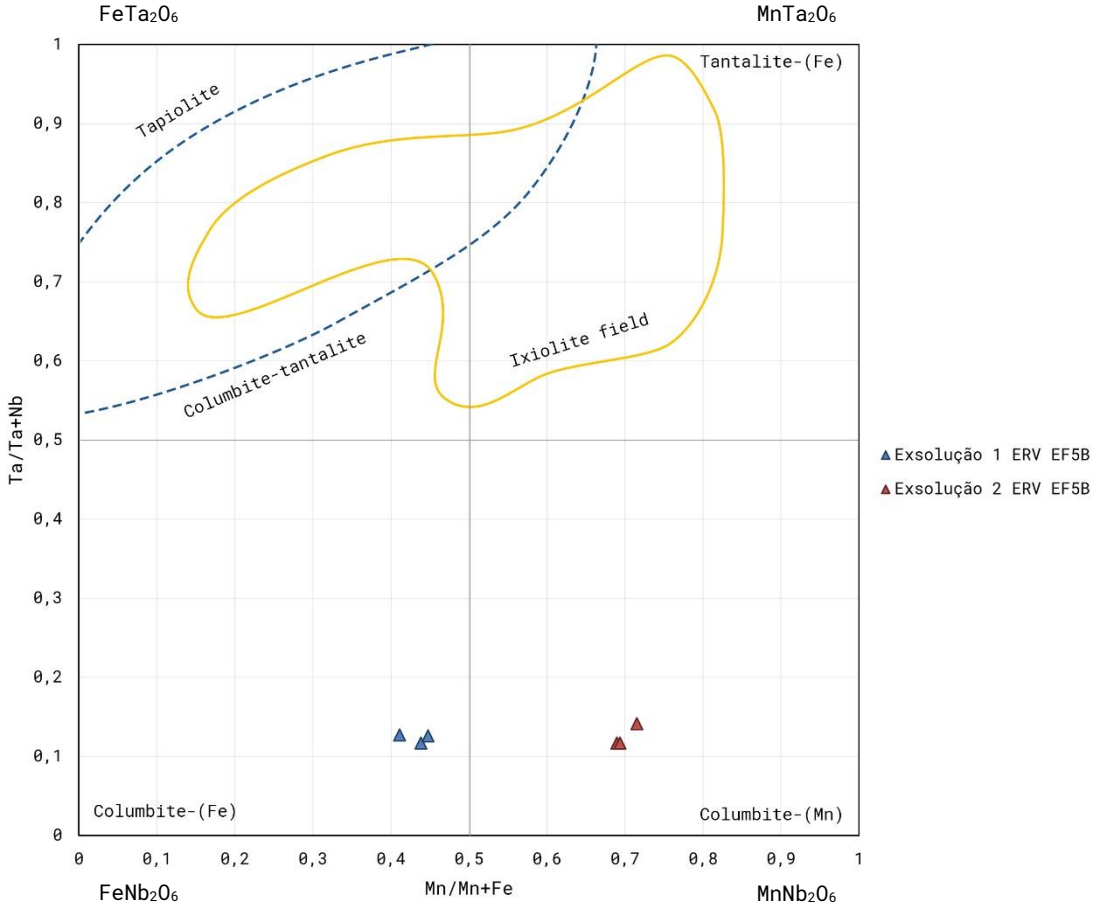


Figura 319 – Diagrama Ta/Ta+Nb e Mn/Mn+Fe segundo *Černý & Ercit (1989)* com as projeções relativas às exsoluções analisadas nas cassiterites de Ervedosa.

De acordo com diversos autores *(Murciego et al., 1987; Möller et al., 1988; Spilde & Shearer, 1992)*, a existência deste tipo de exsoluções na cassiterite pode ser explicada com base nas substituições do Sn na rede cristalina por W, Ta+Nb, Fe+Mn e Ti, durante os primeiros estádios de cristalização da cassiterite, com os principais mecanismos de substituição correspondendo a $2(Nb,Ta)^{5+}+(Fe,Mn)^{2+} \leftrightarrow 3Sn^{4+}$ e $W^{6+}+2Fe^{3+}$. As composições obtidas na columbite (Fe) e na columbite (Mn) identificadas na cassiterite de Ervedosa são semelhantes às composições das exsoluções reportadas por *Neiva (1993, 2008)* e *Murciego et al. (1987)* em exsoluções de cassiterites de veios de Sn(W) com teores apreciáveis de Nb e Ta, e correspondendo a minerais do grupo das columbo-tantalites.

7.3. Cassiterites de Murçós

Foram selecionadas para as análises de microssonda eletrónica duas amostras do jazigo de W(Sn) de Murçós associadas ao quartzo.

O estudo petrográfico, destas cassiterites revela que exibem zonalidade cromática evidente de bandas claras e escuras paralelas entre si, e um pleocroísmo pouco expressivo e que é sobretudo notado nas zonas escuras. De modo semelhante às análises pontuais executadas nas cassiterites do jazigo de Sn de Ervedosa, as análises pontuais nas cassiterites de Murçós foram executadas de modo que se pudessem destacar eventuais heterogeneidades composicionais entre bandas escuras e bandas claras.

As análises à microssonda *(Tabela 8)* das cassiterites do jazigo de Murçós mostram em geral, teores médios de SnO_2 bastante elevados (98,9%), com teores médios muito baixos de TiO_2 (0,64%), FeO (0,04%), MnO (0,01%), Nb_2O_3 (0,06%), Ta_2O_5 (0,43%) e WO_3 (0,06%). Relativamente às zonas claras e escuras observa-se uma relativa maior quantidade de SnO_2 nas zonas claras (99,1%) face às zonas escuras (98,9%), verificando-se, ainda, uma ligeira maior abundância de TiO_2 nas zonas claras (0,59%) em oposição às zonas escuras (0,56%). Não se registam diferenças notáveis dos teores dos restantes óxidos detetados nas análises pontuais, à exceção do Nb_2O_3 (0,07%), do Ta_2O_5 (0,45%) e do FeO (0,04%) em oposição às zonas claras que mostram valores mais baixos de Nb_2O_3 (0,05%), Ta_2O_5 (0,4%) e FeO (0,03%). Nas *Figuras 320* a *325*, podem observar-se as correlações entre os diferentes catiões octaédricos e o Sn, observando-se uma correlação negativa na totalidade entre estes em todas as projeções, embora esta correlação não seja nítida, salvo o caso do Ti, que claramente é incorporado preferencialmente nas zonas escuras, existindo também uma tendência do Nb e do Ta neste sentido, embora não tão marcada como o Ti. Quando projetados os diagramas binários das razões Nb+Ta vs. Fe+Ti e Nb+Ta vs. Sn+Ti+Fe+Mn correspondentes às zonas escuras e claras da cassiterite dos veios de Murçós, torna-se evidente maior afinidade das zonas escuras na substituição do Sn pelos catiões octaédricos relativamente às áreas claras *(Figuras 326 a 329)*. Conclui-se assim, que apesar de ser clara uma maior incorporação dos catiões Nb+Ta+Ti nas zonas escuras da cassiterite, não é clara a relação entre o zonamento cromático e fraco pleocroísmo com composição química.

Óxido	Cassiterite (veios mineralizados)	
	Zonas claras (wt. %)	Zonas escuras (wt. %)
SnO_2	99,1	98,9
TiO_2	0,59	0,56
MnO	0,01	0,01
FeO	0,03	0,04
Nb_2O_3	0,05	0,07
Ta_2O_5	0,4	0,45
WO_3	0,05	0,05
Total	100,1	100,1
Total de catiões calculados na base de 2 átomos de O (apfu)		
Sn	0,9843	0,9835
Ti	0,0105	0,0106
Mn	0,0002	0,0002
Fe	0,0006	0,0008
Nb	0,0005	0,0007
Ta	0,002	0,003
W	0,0003	0,0003
Nº de análises pontuais	80	80

Tabela 8 – Compilação dos resultados obtidos nas análises pontuais de microssonda nas zonas claras e escuras das cassiterites dos veios de Murçós, expressos em termos dos valores médios de óxidos e átomos por fórmula unitária. Analista: Sara Costa e Silva

De um modo geral pode afirmar-se que as cassiterites dos veios de quartzo mineralizados de Murçós, são cassiterites relativamente puras, admitindo pequenas quantidades de outros elementos octaédricos, além do Sn, na sua estrutura, pelo que a sua composição pode ser projetada próxima da tendência de substituição ideal proposta por *Černy & Ercit (1985)* ($(Fe,Mn)^{2}+2(Nb,Ta)^{5+} \leftrightarrow 3(Sn,Ti)^{4+}$) *(Figuras 330 e 331)*. Denotam-se ainda relativamente a estas cassiterites que o zonamento cromático observado, não é devido a um zonamento químico, já que os teores dos elementos detetados e apurados não apresentam variações significativas entre as bandas claras ou escuras.

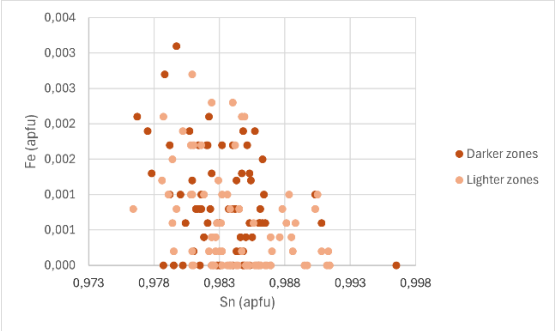


Figura 320 – Diagrama binário de correlação Fe vs. Sn das cassiterites dos veios de Murços, com discriminação entre zonas escuras (pontos vermelhos) e zonas claras (pontos laranjas).

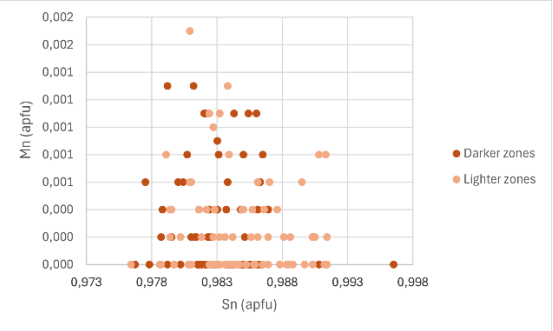


Figura 321 – Diagrama binário de correlação Mn vs. Sn das cassiterites dos veios de Murços, com discriminação entre zonas escuras (pontos vermelhos) e zonas claras (pontos laranjas).

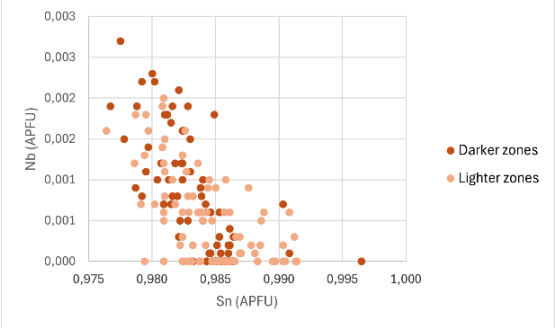


Figura 322 – Diagrama binário de correlação Nb vs. Sn das cassiterites dos veios de Murços, com discriminação entre zonas escuras (pontos vermelhos) e zonas claras (pontos laranjas).

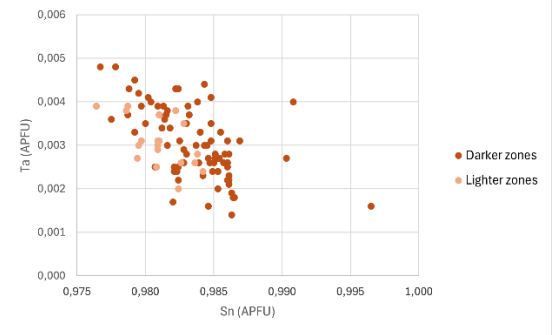


Figura 323 – Diagrama binário de correlação Ta vs. Sn das cassiterites dos veios de Murços, com discriminação entre zonas escuras (pontos vermelhos) e zonas claras (pontos laranjas).

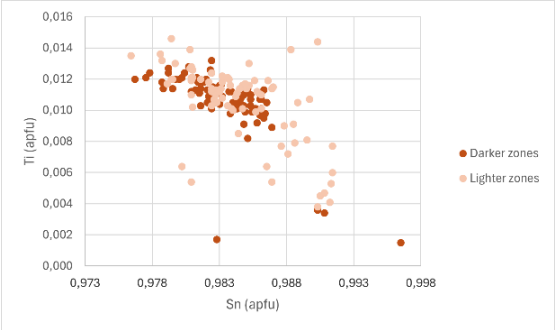


Figura 324 – Diagrama binário de correlação Ti vs. Sn das cassiterites dos veios de Murços, com discriminação entre zonas escuras (pontos vermelhos) e zonas claras (pontos laranjas).

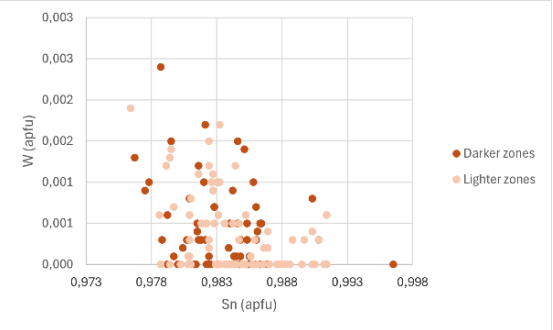


Figura 325 – Diagrama binário de correlação W vs. Sn das cassiterites dos veios de Murços, com discriminação entre zonas escuras (pontos vermelhos) e zonas claras (pontos laranjas).

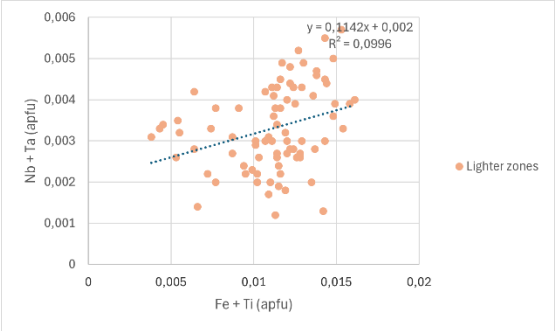


Figura 326 – Diagrama binário das razões Nb+Ta vs. Fe+Ti das zonas claras das cassiterites dos veios de Murços.

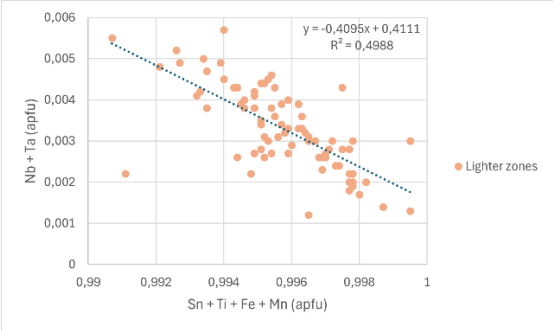


Figura 327 – Diagrama binário das razões Nb+Ta vs. Sn+Ti+Fe+Mn das zonas claras das cassiterites dos veios de Murços.

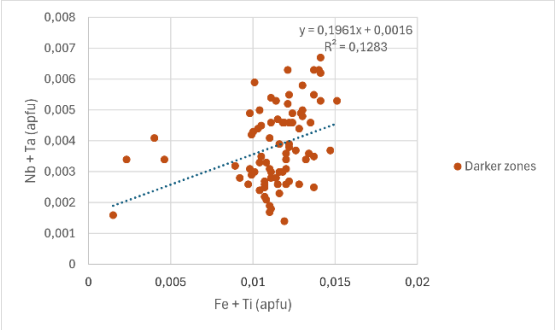


Figura 328 – Diagrama binário das razões Nb+Ta vs. Fe+Ti das zonas escuras das cassiterites dos veios de Murços.

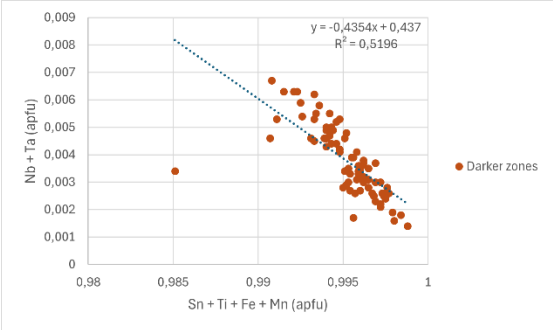


Figura 329 – Diagrama binário das razões Nb+Ta vs. Sn+Ti+Fe+Mn das zonas escuras das cassiterites dos veios de Murços.

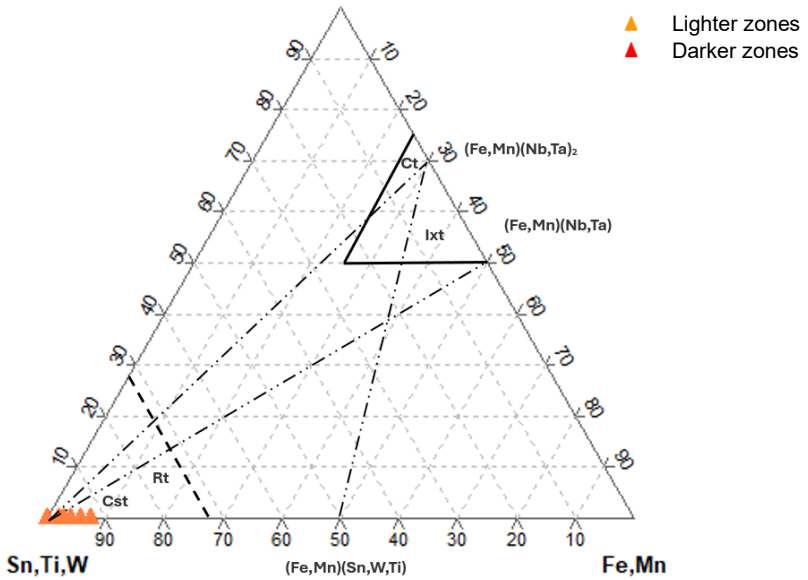


Figura 330 – Diagrama ternário (Ta,Nb) vs. (Sn,Ti,W) vs. (Fe,Mn) com as projeções obtidas para o conjunto das bandas escuras e claras analisadas nas cassiterites dos veios mineralizados em scheelite. Note-se a demarcação dos campos da cassiterite (Cst), rútilo (Rt), ixiolite (Ixt) e columbo-tantalite (Ct).

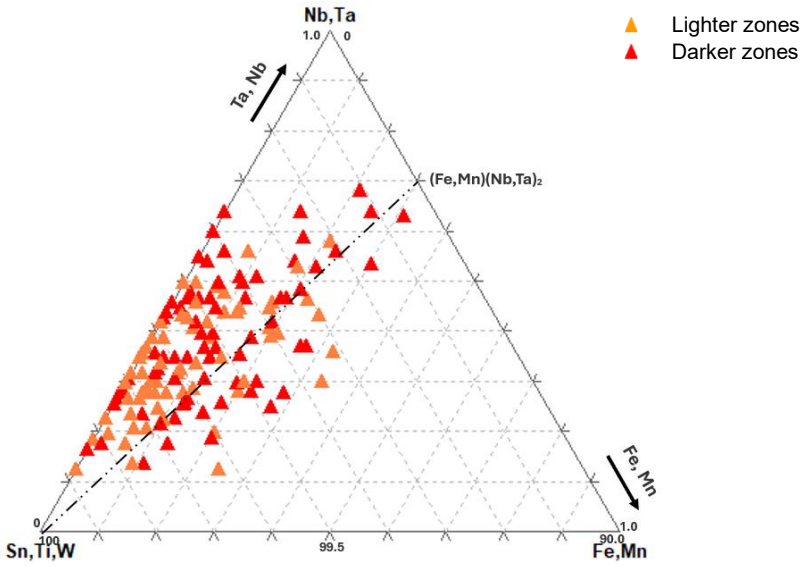


Figura 331 – Diagrama ternário (Ta,Nb) vs. (Sn,Ti,W) vs. (Fe,Mn) ampliado, com as projeções dos resultados obtidos nas bandas claras (triângulos laranjas) e bandas escuras (triângulos vermelhos) da cassiterite dos veios de Murços.

7.3.1. Conclusão

As cassiterites de filões de jazigos W(Sn) são em geral mais pobres em Sn, Nb, Ta e Fe, quando comparadas com cassiterites de filões de jazigos Sn(W) e pegmatíticos, contudo, as primeiras são mais ricas em Ti e por isso apresentam um zonamento cromático e uma maior intensidade de cores das zonas escuras (*Neiva, 1993, 2008). Gomes (1996)* reporta igualmente cassiterites mais ricas em Ti no depósito de W(Sn) do Carvalhal, próximo ao depósito de Sn(W) de Ervedosa.

As cassiterites dos filões de Murços enquadram-se, de um modo geral, na tipologia de cassiterites descritas por *Neiva (2008)* para os jazigos filonianos de W(Sn) portugueses. Ao contrário das cassiterites dos filões de Ervedosa onde existe um zonamento químico evidente entre bandas, as cassiterites de Murços são mais pobres em Sn e na generalidade dos catiões octaédricos, à exceção TiO_2.

7.4. Cassiterites do jazigo de W(Sn) da Panasqueira

Com o objetivo de comparar as composições das cassiterites dos depósitos de Sn(W) de Ervedosa e W(Sn) de Murços, foram realizadas análises pontuais à microssonda eletrónica de duas amostras de cassiterite provenientes do jazigo de W(Sn) da Panasqueira, e que se julgam pelos critérios petrográficos, de associação mineralógica e ocorrência, pertencerem a diferentes gerações.

Uma das amostras, tida como de uma geração mais antiga de cassiterite (amostra PAN 3/85) que ocorre num cristal fraturado associada a moscovite e volframite e considerada

como pertencente ao *"oxide silicate stage"* de *Kelly & Rye (1979)*. É uma cassiterite anédrica a subédrica, com tonalidades no geral bastante escuras, que variam entre o vermelho intenso a escuro e o castanho e que exibe um notório zonamento cromático composto por bandas paralelas alternantes de tonalidade mais claras (laranja claro) e bandas escuras (vermelhas a castanhas) que mostram pleocroísmo oscilante pouco intenso. Tem a particularidade de exibir algumas inclusões fluídas primárias, dispostas paralelamente ao zonamento, muitas das quais exibindo *necking-down*. Dada a dimensão reduzida do cristal (< 1 cm), não foram encontradas inclusões/exsoluções nesta cassiterite.

A outra amostra (CST-4) é considerada como de uma geração mais tardia de cassiterite e ocorre sob a forma de um cristal euédrico centimétrico que à vista desarmada apresenta geralmente cor clara (laranja claro), e que ao microscópio exibe um zonamento cromático evidente com bandas claras e escuras alternantes, embora o contraste das bandas não seja tão profuso como nas cassiterites de Ervedosa e de Murçós. As bandas mais claras variam entre o incolor a bege, enquanto que as bandas escuras são sobretudo de cor laranja claro, com um pleocroísmo pouco intenso e que varia do laranja claro a um laranja um pouco mais escuro. Esta cassiterite encontra-se em estruturas semelhantes a pequenos geodes, envolvida completamente por uma sal-banda fina de moscovite de hábito lamelar e por carbonatos (calcite e siderite), estes últimos precipitados no estádio dos carbonatos tardios *(late carbonate stage) de Kelly & Rye (1979)*.

7.4.1. Amostra PAN 3/85

Na *Tabela 9*, encontram-se expressos os resultados das análises pontuais nas zonas claras e zonas escuras da cassiterite da amostra PAN 3/85, expressas em termos médios da composição em óxidos e átomos por fórmula unitária. De um modo geral, o cristal de cassiterite analisado mostra uma elevada pureza em SnO2 (99,1%) e teores inferiores de TiO_2 (0,76%), FeO (0,03%), MnO (0,01%), Nb_2O_3 (0,02%), Ta_2O_5 (0,33%) e WO_3 (0,07%).

Óxido	Cassiterite (PAN 3/85)	
	Zonas claras (wt. %)	Zonas escuras (wt. %)
SnO_2	99,3	99
TiO_2	0,72	0,79
MnO	0,015	0,0067
FeO	0,03	0,04
Nb_2O_3	0,02	0,03
Ta_2O_5	0,32	0,35
WO_3	0,06	0,08
Total	100,5	100,1
Total de catiões calculados na base de 2 átomos de O (apfu)		
Sn	0,9820	0,9812
Ti	0,014	0,015
Mn	0,0003	0,0001
Fe	0,0006	0,0008
Nb	0,0002	0,0003
Ta	0,0022	0,0024
W	0,0004	0,0005
Nº de análises pontuais	4	6

Tabela 9 – Resultados das análises pontuais de microssonda eletrónica levados a cabo nas zonas claras e escuras da cassiterite da amostra PAN 3/85. Analista: Sara Costa e Silva

As zonas claras e escuras desta cassiterite não mostram diferenças composicionais muito expressivas, emboras as zonas claras sejam ligeiramente mais ricas em Sn, e as zonas escuras sejam tenuemente mais ricas em Ti, Fe, Nb, Ta e W, e nas quais existe uma preferência na substituição do Sn, nomeadamente pelo Ta, Fe e o Ti, que desenham correlações negativas mais definidas com o Sn *(Figuras 332 a 337)*.

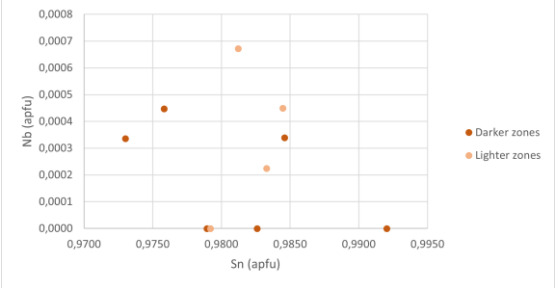


Figura 332 – Diagrama de correlação Nb vs. Sn das zonas escuras (pontos vermelhos) e zona claras (pontos laranjas) da cassiterite da amostra PAN 3/85.

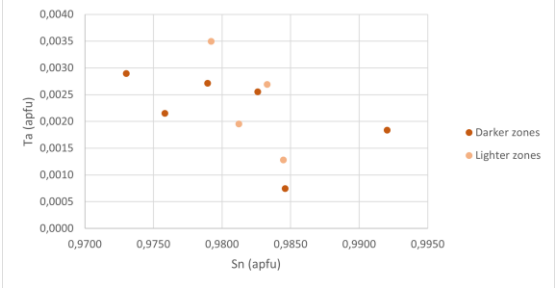


Figura 333 – Diagrama de correlação Ta vs. Sn das zonas escuras (pontos vermelhos) e claras (pontos laranjas) da cassiterite da amostra PAN 3/85.

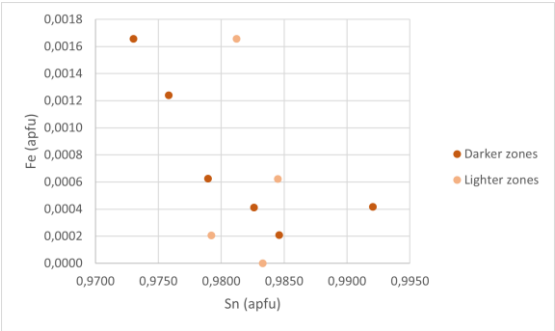


Figura 334 – Diagrama de correlação Fe vs. Sn das zonas escuras (pontos vermelhos) e claras (pontos laranjas) da cassiterite da amostra PAN 3/85.

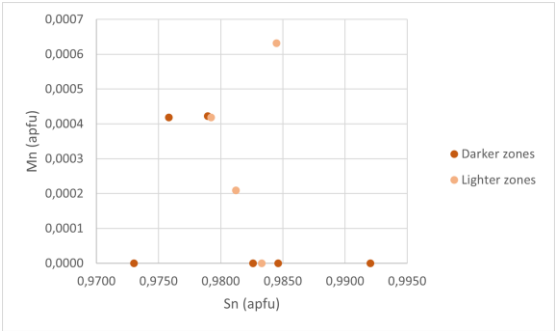


Figura 335 – Diagrama de correlação Mn vs. Sn das zonas escuras (pontos vermelhos) e claras (pontos laranjas) da cassiterite da amostra PAN 3/85.

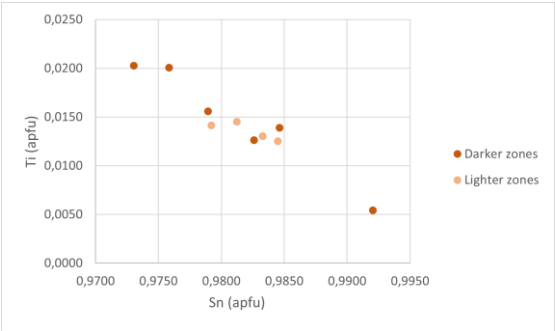


Figura 336 – Diagrama de correlação Ti vs. Sn das zonas escuras (pontos vermelhos) e claras (pontos laranjas) da cassiterite da amostra PAN 3/85.

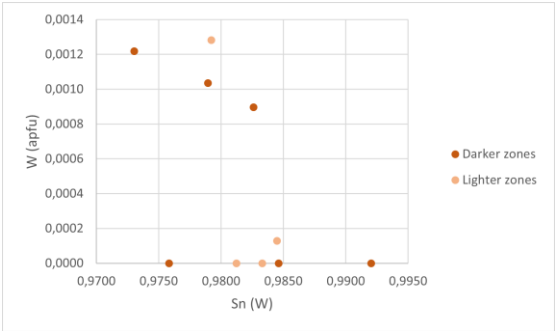


Figura 337 – Diagrama de correlação W vs. Sn das zonas escuras (pontos vermelhos) e claras (pontos laranjas) da cassiterite da amostra PAN 3/85.

Os diagramas binários Nb+Ta vs. Fe+Ti e Nb+Ta vs. Sn+Ti+Fe+Mn referentes às zonas escuras e claras da cassiterite da amostra PAN 3/85 *(Figuras 338 a 341)*, mostram que quer as bandas claras quer as bandas escuras mostram uma substituição muito próxima entre si do Nb e Ta pelo somatório, Sn+Ti+Fe+Mn, embora com uma ligeira preferência das bandas escuras para a substituição. No caso do Fe e Ti, em ambos se observa uma correlação positiva com o Nb e o Ta, indicando uma fraca compensação do Fe e do Ti, quer nas bandas escuras quer nas bandas claras. Nas bandas escuras este processo parece ser, contudo, mais importante.

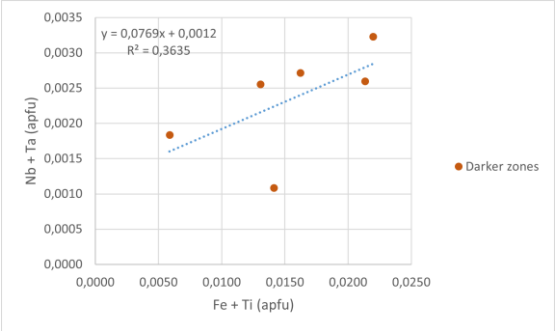


Figura 338 – Diagrama Nb+Ta vs. Fe+Ti referente às bandas escuras da cassiterite da amostra PAN 3/85.

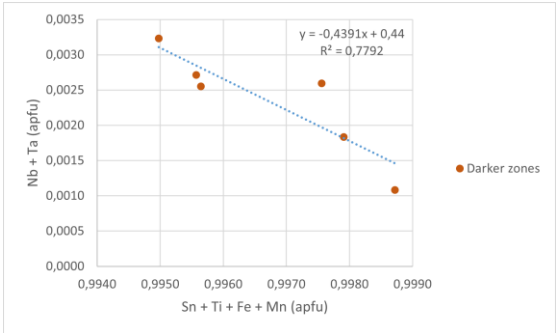


Figura 339 – Diagrama Nb+Ta vs. Sn+Ti+Fe+Mn referente às bandas escuras da cassiterite da amostra PAN 3/85.

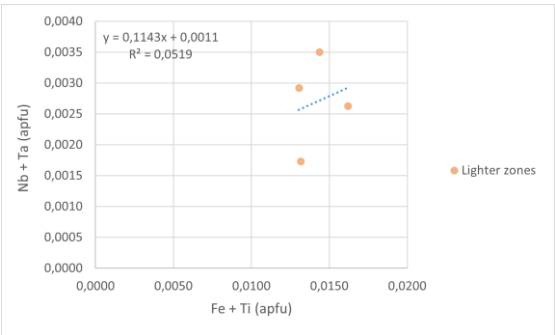


Figura 340 – Diagrama Nb+Ta vs. Fe+Ti referente às bandas claras da cassiterite da amostra PAN 3/85.

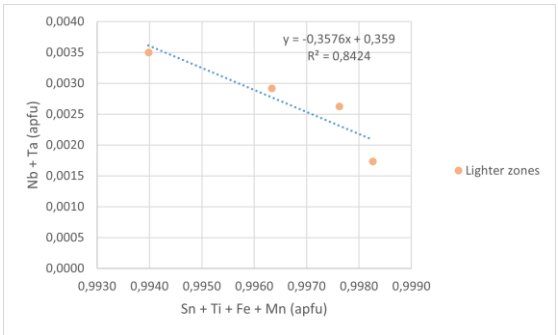


Figura 341 – Diagrama Nb+Ta vs. Sn+Ti+Fe+Mn referente às bandas claras da cassiterite da amostra PAN 3/85.

Em termos da sua composição global, a cassiterite da amostra PAN 3/85 projeta-se muito perto do campo da substituição ideal $(Fe,Mn)^{2}+2(Nb,Ta)^{5+} \leftrightarrow 3(Sn,Ti)^{4+}$, proposta por *Černy & Ercit (1985)*, tal como fica em evidência no diagrama ternário (Ta, Nb) vs. (Sn, Ti, W) vs. (Fe, Mn) das *Figuras 342* e *343*. Na projeção ampliada do diagrama ternário da *Figura 38b*, comprova-se não existir um zonamento químico entre as bandas claras e as bandas escuras da cassiterite, visto que as composições químicas se sobrepõem, pelo que o zonamento cromático e o ténue pleocroísmo observado nas bandas escuras, não pode ser explicado somente com base na composição da cassiterite.

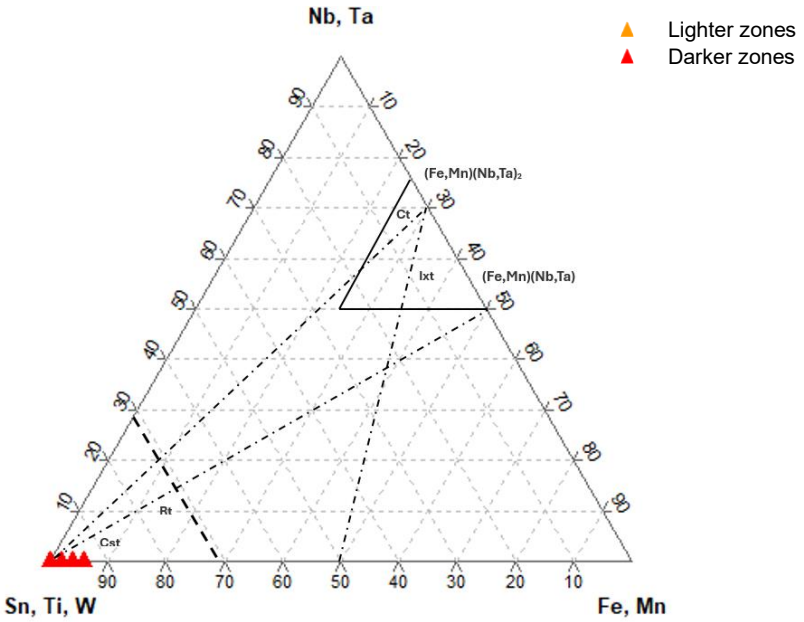


Figura 342 – Diagrama ternário (Ta, Nb) vs. (Sn, Ti, W) vs. (Fe, Mn) relativo à composição química geral da cassiterite da amostra PAN 3/85. Note-se a demarcação dos campos da cassiterite (Cst), rútilo (Rt), ixiolite (Ixt) e columbo-tantalite (Ct).

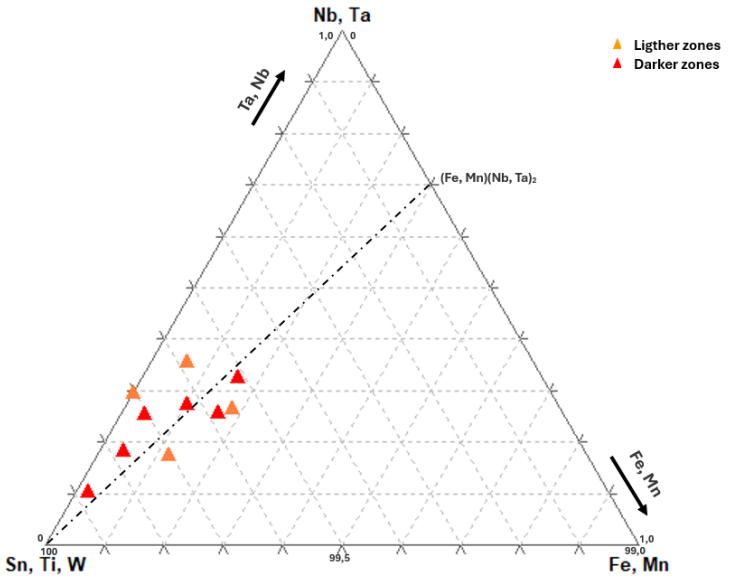


Figura 343 – Diagrama (Ta, Nb) vs. (Sn, Ti, W) vs. (Fe, Mn) ampliado referente às composições químicas das bandas claras (triângulos laranjas) e das bandas escuras (triângulos vermelhos) da cassiterite da amostra PAN 3/85.

7.4.2. Amostra CST-4

Os resultados das análises de microssonda eletrónica da cassiterite da amostra CST-4 *(Tabela 10)* revelaram uma cassiterite composicionalmente em média rica em SnO_2 (98,06%), com pequenas quantidades acessórias de TiO_2 (0,9%), MnO (0,06%), FeO

(0,05%), Nb_2O_3 (0,03%), Ta_2O_5 (0,44%) e WO_3 (0,23%). As bandas mais claras desta cassiterite distinguem-se por serem mais ricas em SnO_2 (98,37%) face às zonas escuras (97,75%), mas são na generalidade óxidos detetados mais pobres do que as zonas escuras. Nestas últimas, e comparativamente às zonas claras, são sobretudo superiores os teores em TiO_2 (0,92%) e Ta_2O_5 (0,48%), mantendo-se os teores de FeO, MnO, WO_3 e Nb_2O_3 mais ou menos semelhantes nas zonas claras e escuras.

Óxido	**Cassiterite (CST-4)**	
	Zonas claras (%)	**Zonas escuras (%)**
SnO_2	98,37	97,75
TiO_2	0,87	0,92
MnO	0,02	0,02
FeO	0,05	0,05
Nb_2O_3	0,03	0,03
Ta_2O_5	0,41	0,48
WO_3	0,45	0,4
Total	99,8	99,6
Total de catiões calculados na base de 2 átomos de O (apfu)		
Sn	0,9784	0,9740
Ti	0,0163	0,0172
Mn	0,0004	0,0003
Fe	0,001	0,001
Nb	0,0003	0,0003
Ta	0,0027	0,0032
W	0,0005	0,0005
Nº de análises pontuais	6	6

Tabela 10 – Resultados das análises pontuais de microssonda eletrónica levados a cabo nas zonas claras e escuras da cassiterite da amostra CST-4. Analista: Sara Costa e Silva

As projeções binárias dos diferentes catiões versus o Sn *(Figuras 344 a 349),* mostram que o Nb, Ta, Fe e W correspondem aos catiões que melhor estabelecem correlações negativas mais evidentes com o Sn, substituindo-o preferencialmente nas zonas escuras da cassiterite. O Ti mostra também uma boa correlação negativa com o Sn, embora aparente ser acomodado em graus semelhante nas zonas escuras e claras. Os diagramas Nb+Ta vs. Fe+Ti e Nb+Ta vs. Sn+Ti+Fe+Mn *(Figuras 350 a 353)* respeitantes às áreas escuras e claras da cassiterite CST-4 põem em evidência uma maior importância do Nb e Ta na substituição dos restantes nas áreas escuras da cassiterite,

mas sobretudo no que toca ao Fe e Ti, verificando-se que dificilmente o Nb e Ta os compensam nas áreas claras.

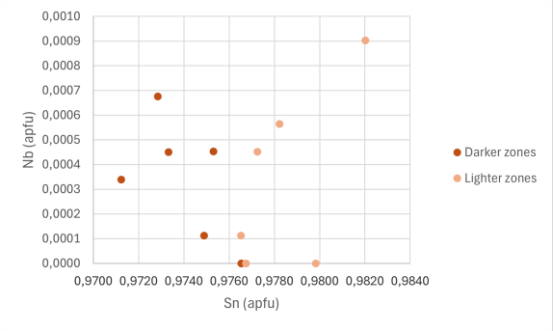


Figura 344 – Diagrama de correlação Nb vs. Sn das zonas escuras (pontos vermelhos) e zona claras (pontos laranjas) da cassiterite da amostra CST-4.

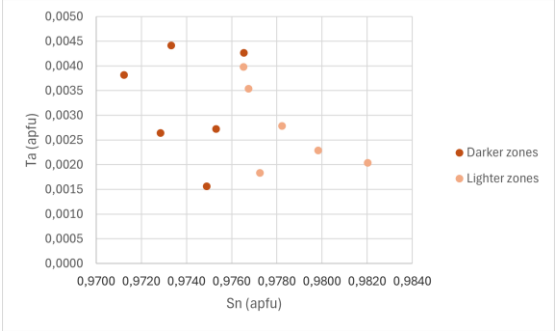


Figura 345 – Diagrama de correlação Ta vs. Sn das zonas escuras (pontos vermelhos) e zona claras (pontos laranjas) da cassiterite da amostra CST-4.

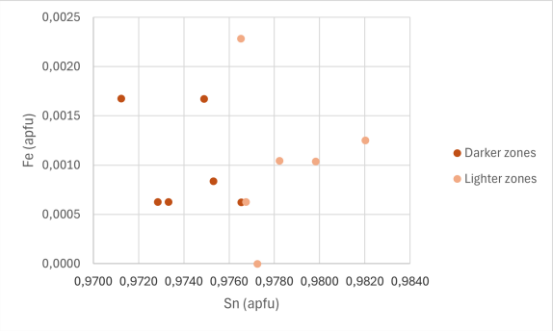


Figura 346 – Diagrama de correlação Fe vs. Sn das zonas escuras (pontos vermelhos) e zona claras (pontos laranjas) da cassiterite da amostra CST-4.

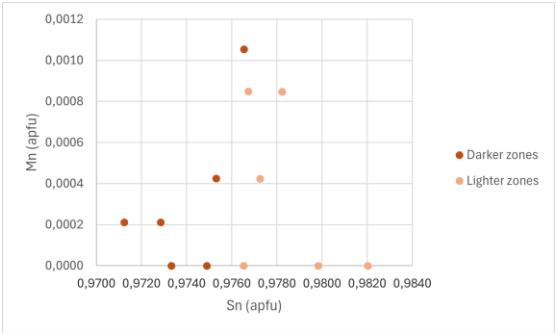


Figura 347 – Diagrama de correlação Mn vs. Sn das zonas escuras (pontos vermelhos) e zona claras (pontos laranjas) da cassiterite da amostra CST-4.

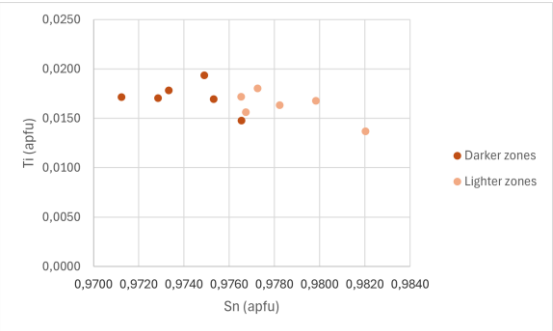


Figura 348 – Diagrama de correlação Ti vs. Sn das zonas escuras (pontos vermelhos) e zona claras (pontos laranjas) da cassiterite da amostra CST-4.

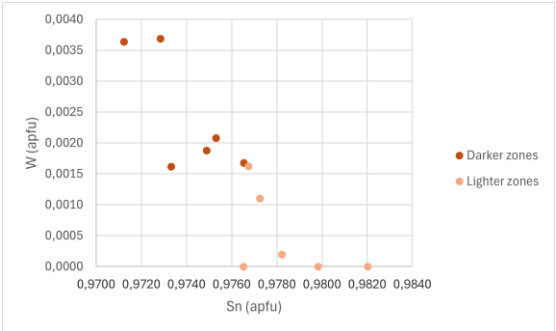


Figura 349 – Diagrama de correlação W vs. Sn das zonas escuras (pontos vermelhos) e zona claras (pontos laranjas) da cassiterite da amostra CST-4.

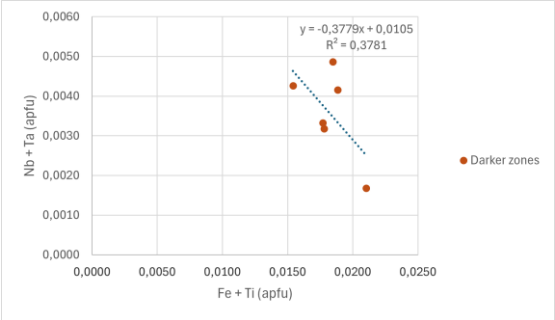


Figura 350 – Diagrama Nb+Ta vs. Fe+Ti referente às bandas escuras da cassiterite da amostra CST-4.

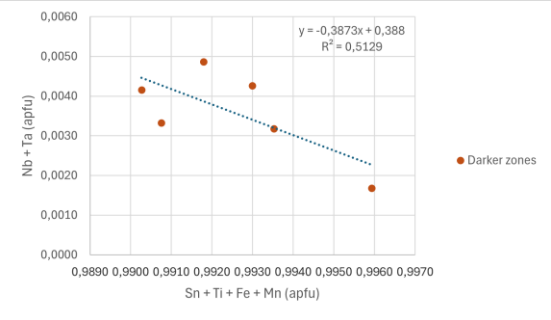


Figura 351 – Diagrama Nb+Ta vs. Sn+Ti+Fe+Mn referente às bandas escuras da cassiterite da amostra CST-4.

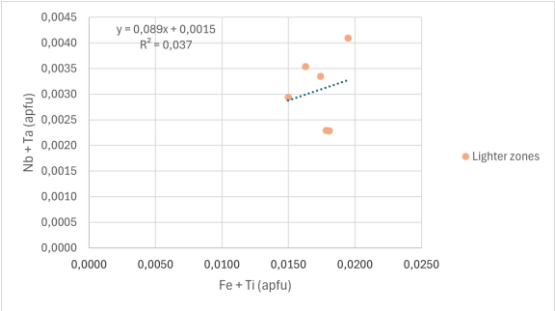


Figura 352 – Diagrama Nb+Ta vs. Fe+Ti referente às bandas claras da cassiterite da amostra CST-4.

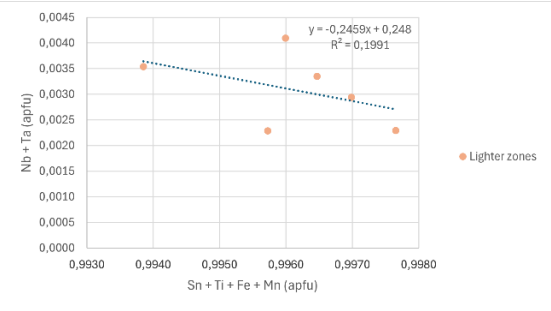


Figura 353 – Diagrama Nb+Ta vs. Sn+Ti+Fe+Mn referente às bandas claras da cassiterite da amostra CST-4.

A cassiterite da amostra CST-4, pela sua composição global projeta-se perto do campo da substituição ideal $(Fe,Mn)^{2}+2(Nb,Ta)^{5+} \leftrightarrow 3(Sn,Ti)^{4+}$, proposta por *Černy & Ercit (1985)*, tal como mostram os diagramas ternários das *Figuras 354* e *355*. No caso desta cassiterite, as diferenças composicionais entre zonas escuras e claras são muito ténues, embora possam ser notadas, não é clara e evidente eventual relação direta entre as variações cromáticas e o fraco pleocroísmo e a composição química.

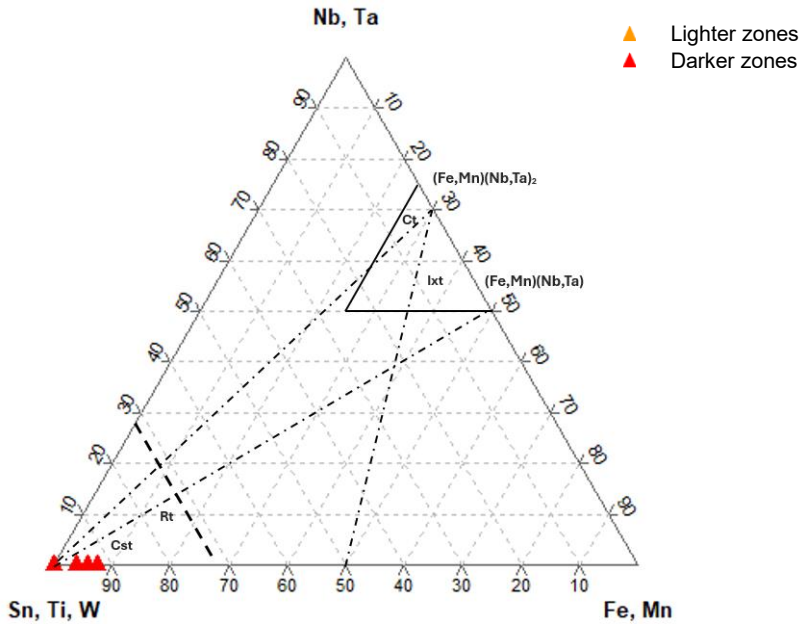


Figura 354 – Diagrama ternário (Ta, Nb) vs. (Sn, Ti, W) vs. (Fe, Mn) relativos à composição global da cassiterite da amostra CST-4. Cassiterite (Cst); Rútilo (Rt); Ixiolite (Ixt); Columbo-tantalite (Ct).

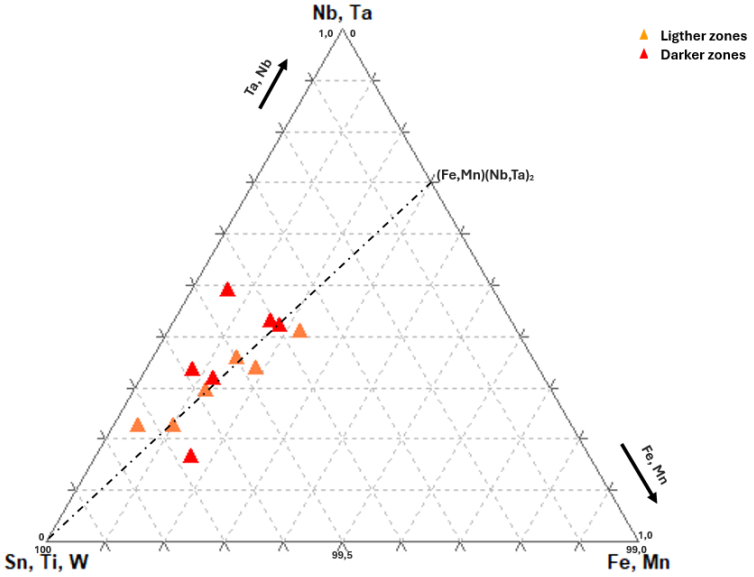


Figura 355 – Diagrama ternário (Ta, Nb) vs. (Sn, Ti, W) vs. (Fe, Mn) ampliado referente às composições químicas das bandas claras (triângulos laranjas) e das bandas escuras (triângulos vermelhos) da cassiterite da amostra PAN 3/85.

7.5. Scheelite

7.5.1. Introdução

A scheelite ($CaWO_4$) e a powellite ($CaMoO_4$) são minerais isoestruturais considerados uma série de soluções sólidas não ideais. A scheelite ($CaWO_4$) e a powellite ($CaMoO_4$), um tungstato e um molibdato respetivamente, são amplamente considerados como uma série contínua e binária de soluções sólidas, a série powellite-scheelite, em que Mo^{6+} e

W^{6+} se substituem mutuamente em condições de fugacidade do oxigénio moderadas a altas *(Hsu et al., 1973; Hsu & Galli, 1973, Raimbault et al., 1993; Poulin et al., 2016, 2018; Song et al., 2014; Sun e Chen, 2017)*. Juntamente com os minerais análogos, molibdenato de chumbo e tungstato de chumbo, a estolzite $Pb(WO_4)$ e a wulfenite $Pb(MoO_4)$, constituem o grupo da scheelite *(Hsu et al., 1973; Poulin et al., 2016, 2018; Fu et al., 2017; Xu et al., 2019)*.

Os cristais de scheelite cristalizam no sistema tetragonal, com dois tipos de posições especiais na rede cristalina para catiões: as posições tetraédricas $[WO4]^{2+}$, que alojam normalmente catiões altamente carregados e mais pequenos, Mo^{6+}, As^{5+}, Ta^{5+}, V^{5+} Nb^{5+} substituindo o W^{6+}; as posições dodecaédricas $[CaO_8]^{14+}$, onde se situa o Ca, alojam catiões divalentes alcalino-terrosos e alcalinos como o Ca^{2+}, Na^{+}, Sr^{2+}, Eu^{2+}, Mn^{2+}, Pb^{2+} e Mg^{2+}. Uma vez que os elementos de terras raras (TRs), o Sr e o Pb, têm configurações eletrónicas e raios iónicos semelhantes aos do Ca^{2+}, pelo que substituem facilmente o Ca^{2+} *(Li et al., 2019)*. No caso do Pb, estas substituições representam um dos desafios na datação radiométrica de scheelites, já que o Pb substitui o Ca^{2+}, levando a maiores teores de Pb que pode não ser de origem radiogénica, e, portanto, razões U/Pb incorretas *(Hsu et al., 1973)*. No caso particular dos elementos de terras raras, a sua incorporação na estrutura da scheelite resulta de três mecanismos principais *(Nassau, 1963; Burt, 1989; Ghaderi et al., 1999)*:

(1) $2Ca^{2+}=Na^{+} + (REE, Y)^{3+}$;
(2) $W^{6+} + Ca^{2+} = (Nb, Ta, As, V)^{5+} + (REE, Y)^{3+}$;
(3) $3Ca^{2+} = 2(REE, Y)^{3+} + Ca^{□}$, onde $Ca^{□}$ corresponde a um lugar vago na malha cristalina.

A incorporação dos catiões mencionados na estrutura da scheelite faz deste mineral, na opinião de diversos autores, um bom indicador de diferentes tipos de mineralizações, dada o seu vasto espectro composicional, que reflete as condições de formação das mineralizações *(Paulin et al., 2018; Xu et al., 2019; Han et al., 2021)*, para além de ser um mineral relativamente comum em diferentes tipos de jazigos: skarn, pórfiros, ouro orogénico, relacionados com intrusões entre outros *(Craw & MacKenzie, 1992; Bierlein & Crowe, 2000; Goldfarb et al., 2005)*. A variabilidade nas composições química da scheelite, assim como os teores de TRs assimilados sugere que vários fatores interferem no fracionamento e assimilação dos mesmos, tais como a composição química dos fluidos, a coprecipitação de outros minerais e as condições *redox (Paulin et al., 2018)*, permitindo-lhe registar um historial de fluídos. As substituições que envolvem Mo e As são de particular relevância, uma vez que ambos os elementos são

sensíveis às condições *redox* do meio, ficando estas condições oxidante ou redutoras registadas ao nível do enriquecimento/ empobrecimento destes na scheelite. Isto verifica-se, por exemplo, nos depósitos de Au-W de tipo orogénico, onde dominam as condições redutoras, e onde as scheelites são empobrecidas em As e Mo, em contraste com os depósitos relacionados com intrusões em ambientes mais oxidantes, onde são favorecidas as condições ao enriquecimento em Mo nas scheelites *(Poulin et al., 2018; Li et al., 2019)*. *Miranda et al. (2024)* mostram que os diferentes padrões de espetros de TR observados em scheelites detríticas podem ser utilizados para discernir a proveniência das mesmas, verificando que as variações da composição da scheelite em termos destes elementos em depósitos magmático-hidrotermais (skarns, pórfiros W-Mo, depósitos de ouro orogénico, *greisens* e veios de Sn-W) refletem sobretudo as diferenças de composição dos fluidos, condições de fO_2 e controlos cristalográficos. Segundo estes autores, as variações dos teores de elementos como o V, Mn, As, Nb, Mo, Ta, Th, U e Eu podem ser usados como os mais fortes discriminantes entre diferentes tipos depósitos, visto que a sua incorporação na scheelite é fortemente condicionada pelos processos hidrotermais e pelas condições físico-químicas do fluído, típicas para cada tipo de jazigo. Por outro lado, elementos como Na, Mg, K, Ti, e Sr aparentam não apresentar diferenças muito significativas de entre diferentes tipos de jazigos, sugerindo que a incorporação destes elementos na scheelite é controlada por parâmetros semelhantes nestes diferentes tipos de jazigos.

Ghaderi et al. (1999) consideram que diferentes mecanismos de incorporação de TR, leva a padrões de espetros de TR distintos pelo que a scheelite pode ser utilizada para definir alvos com potencial para mineralizações com minerais de W, dada a sua resistência mecânica ao transporte *(McClenaghan et al., 2017; Poulin et al., 2018; Xu et al., 2019; Haupt et al., 2024)*. Diferentes trabalhos mostram como por exemplo a ocorrência de scheelite e sua composição química são um indicador eficaz de mineralizações de ouro orogénico *(Thompson et al., 1999; Maneglia et al., 2017; Grzela et al., 2019; Sciuba et al., 2019, 2020)*.

A scheelite tem a fórmula básica de CaWO, mas o Mo hexavalente pode substituir o W (uma vez que o Mo exibe uma razão massa/carga próxima), numa série completa de solução sólida desde a scheelite ($CaWO_4$) para a powellite (CaMoO) *(Hsu e Galli, 1973; Raimbault et al., 1993; Poulin et al., 2016, 2018; Song et al., 2014; Sun e Chen, 2017)*.

7.5.2. Scheelites (Jazigos de W(Sn) de Murçós e Monte Agrochão).

Considerando que a composição das scheelites pode fornecer informações relativas à sua origem, em função das condições que presidiram à sua precipitação, as análises pontuais de microssonda mostram-se relevantes para o estudo dos jazigos de W(Sn) de Murçós e Agrochão, já que auxiliarão a restringir as condições de formação da scheelite nestes jazigos.

Foram selecionadas para análise pontuais de microssonda eletrónica duas amostras de scheelite dos veios mineralizados de Murçós, e um cristal de scheelite do jazigo de W(Sn) de Monte Agrochão, dada a semelhança em termos geológicos, do modo de ocorrência das mineralizações e da sua proximidade espacial.

7.5.3. Murçós

Em duas amostras MUR 85/B2 e MUR QzMinScH, com scheelite dos veios mineralizados de Murçós, foi realizado um total de 23 análises pontuais (13 em MUR QzMinScH e 10 análises pontuais em MUR 85/B2. Dadas as características das scheelites de Murçós, nomeadamente ao que toca à deformação e fracturação dos cristais, não foi possível obter maior número de análises, dada a fraca uniformidade da superfície dos cristais. Na *Tabela 11* encontram-se os resultados obtidos nas duas amostras de scheelite analisadas, expressos em termos de valores médios do peso de óxidos e número de átomos por fórmula unitária (apfu), calculados na base de 4 átomos de oxigénio.

Em termos composicionais, ambas as scheelites mostram ser essencialmente compostas por WO_3 (80,31-80,62%) e CaO (19,12-19,34%), com quantidades muito pequenas de Y_2O_3 (0,12-0,14%), SrO (0,02-0,03%), MoO (0,06-0,08%), Nb_2O_3 (0,02-0,07%), Ta_2O_5 (0,003-0,005%) e PbO (0,02-0,04%), pelo que a sua composição química média se aproxima de $W_{1,00}Ca_{0,99}O_4$ para a amostra MUR QzMinSch e $W_{1,00}Ca_{0,98}O_4$ para a amostra MUR 85/B2.

Óxido	Scheelite (amostra MUR 85/B2) (wt. %)	Scheelite (amostra MUR QzMinSch) (wt. %)
CaO	19,12	19,34
SrO	0,03	0,02
Y_2O_3	0,14	0,12
Nb_2O_3	0,02	0,07
MoO_3	0,08	0,06
Ta_2O_5	0,003	0,005
WO_3	80,62	80,31
PbO	0,04	0,02
Total	100,05	99,96
Total de catiões calculados na base de 4 átomos de O (apfu)		
Ca	0,9825	0,9937
Sr	0,0009	0,0006
Y	0,0018	0,0016
Nb	0,0002	0,0008
Mo	0,0015	0,0012
Ta	0	0
W	1,0018	0,9981
Pb	0,0006	0,0003
Nº de análises pontuais	10	13

Tabela 11 – Resultados obtidos nas análises pontuais de microssonda nas scheelites dos veios tungstíferos de Murçós, expressos em valores médio do peso dos óxidos detetados e número de átomos por fórmula unitária (apfu). Analista: Sara Costa e Silva

O diagrama WO_3 vs. MoO_3 *(Figura 356)* relativo às amostras de scheelite de Murçós analisadas, mostra uma correlação negativa nítida, consistente com este mecanismo de substituição.

Relativamente aos elementos como Sr, Y, Nb, Ta e Pb, observa-se que os mesmos não definem nenhuma correlação negativa nítida com o Ca (*Figuras 357 a 361*), pelo que não é possível estabelecer uma relação clara no que toca à entrada destes elementos na rede cristalina das scheelites analisadas por substituição do Ca, notando-se, contudo, uma leve tendência de correlação negativa do Nb e Pb com o Ca. Uma vez que não podem ser estabelecidas claramente relações de substituição destes elementos menores com o Ca, não pode igualmente ser comprovado qual o mecanismo de substituição para os elementos menores e de terras raras para as scheelites analisadas, e que só seria possível atestar com clareza por via dos espetros de terras raras cedidos pelo método LA-ICP-MS. No entanto, e uma vez que não foram detetados

nas análises elementos como o Na, o mecanismo de substituição mais plausível aparenta ser $3Ca^{2+} = 2(REE,Y)^{3+}+Ca^{\square}$, já que foram detetados valores ainda pouco assinaláveis de Nb, Ta, Pb, Sr e Y que substituem facilmente o Ca^{2+} *(Li et al., 2019)*. Os resultados de *Miranda et al. (2022)* e *Miranda et al. (2024)* obtidos por microssonda para a composição química de scheelites de diferentes depósitos tungstíferos do tipo filoniano e *greisen* do mundo, associados a rochas granitoides, mostram uma similaridade composicional com os resultados obtidos nas scheelites do depósito de Murçós, notória sobretudo na predominância do termo da scheelite sobre a powellite, e teores muito baixos de elementos menores (< 1%), mas que, contudo a sua presença poderão demostrar a presença de elevadas concentrações de flúor, comum neste tipo de sistemas mineralizantes.

Encontra-se já demonstrado que o flúor aumenta a solubilidade no magma dos elementos de terras raras, do Y e de elementos de alta intensidade de campo (HSFE), tais como o Zr, Hf, Nb, Ta, Ti e Th *(Keppler, 1993; Agangi et al., 2010)*, resultando em fases mais tardia em fluidos ricos em TR, Y e HSFE exsolvidos do magma, que podem precipitar minerais, tais como a scheelite com quantidades assinaláveis de TR, Y, Pb, Nb, Ta, U e Th,

Em termos dos jazigos de W do tipo filoniano em Portugal, a bibliografia relativa à caracterização mineralógica de scheelites (quando presente) é parca, destacando-se o trabalho de caracterização mineralógica, isotópica e de IF de *Bobos et al. (2022)* no jazigo de W, (Cu, Mo) da Borralha, associado ao granito biotítico porfiritico sin-D3 e a um granito de duas micas syn-D3. Os resultados deste trabalho revelam scheelites ricas em $CaWO_3$ e com teores só vestigiais dos restantes elementos menores detetados, semelhantes aos das scheelites do jazigo de Murçós, depositadas em condições de temperaturas progressivamente mais baixas, por diminuição da solubilidade da scheelite por remoção do CO_2 do fluído, um dos agentes de transporte do W e limitadores do pH do fluído. Estes autores notam que a remoção do CO_2 se deu por um reequilíbrio do fluído magmático com fluídos metamórficos, ocasionando as condições físico-químicas ideais para a precipitação de minerais de W. As similaridades químicas demostradas nestes exemplos e os resultados obtidos na scheelite de Murçós, permitem perceber a existência efetiva dos padrões de distribuição de determinados elementos na scheelite, que estes estudos e outros *(Sciuba et al., 2019; Choi et al., 2020; Wang et al., 2022; Yu et al., 2024)* demonstram que a as composições típicas para cada tipo de depósito são um reflexo das condições físico-químicas próprias e sistemáticas de cada tipologia de depósito.

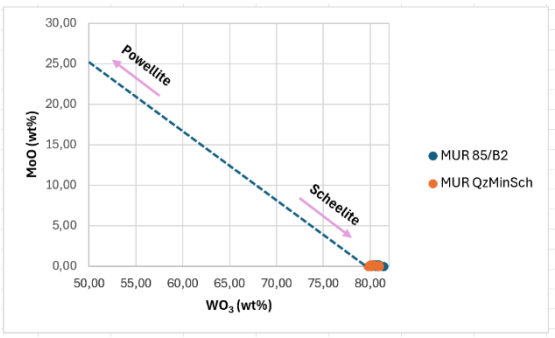


Figura 356 – Diagrama MoO vs. WO_3 relativo às amostras MUR 85/B2 e MUR QzMinSch, pondo em destaque o mecanismo de substituição nas mesmas.

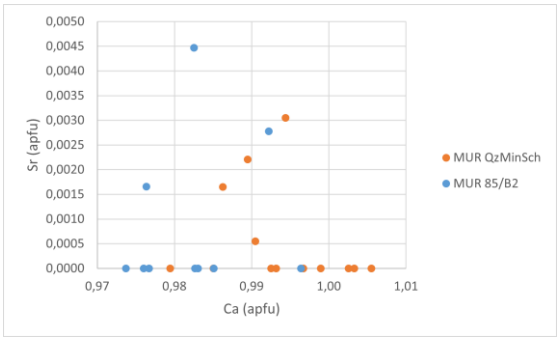


Figura 357 – Diagrama de correlação Sr vs. Ca relativo às scheelites das amostras MUR QzMinScH e Mur 85/B2.

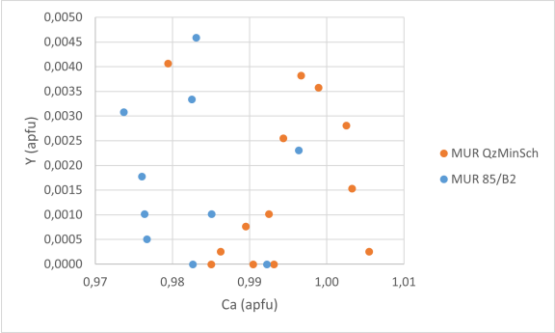


Figura 358 – Diagrama de correlação Y vs. Ca relativo às scheelites das amostras MUR QzMinScH e Mur 85/B2.

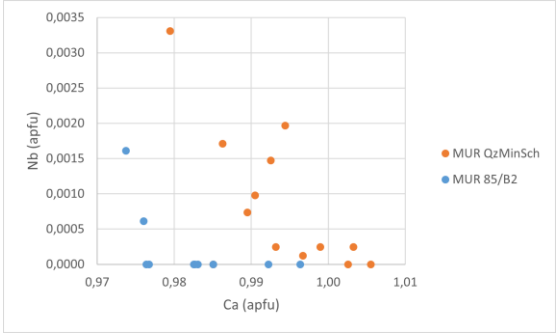


Figura 359 – Diagrama de correlação Nb vs. Ca relativo às scheelites das amostras MUR QzMinScH e Mur 85/B2.

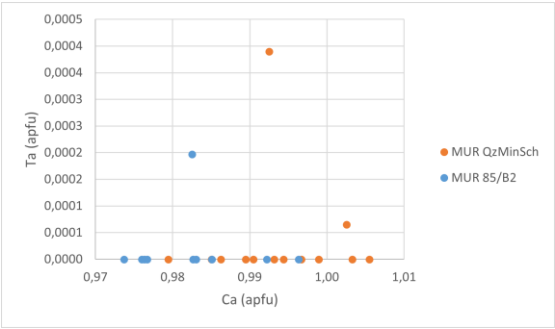


Figura 360 – Diagrama de correlação Ta vs. Ca relativo às scheelites das amostras MUR QzMinScH e Mur 85/B2.

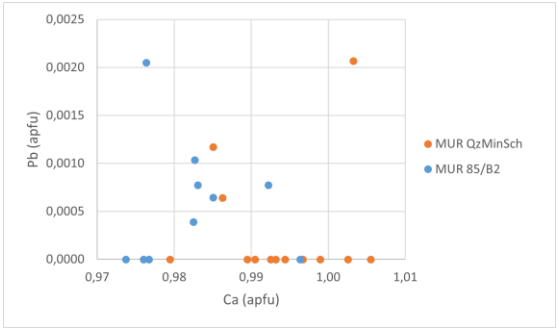


Figura 361 – Diagrama de correlação Pb vs. Ca relativo às scheelites das amostras MUR QzMinScH e Mur 85/B2.

7.5.4. Monte de Agrochão

Foi selecionada para a análise pontual recorrendo à microssonda, uma amostra representativa de um cristal de scheelite proveniente do jazigo de Monte Agrochão (amostra AGR Sch 9/23). Sobre este exemplar foram realizadas 20 análises pontuais à microssonda eletrónica, passando-se à descrição, análise e interpretação dos mesmos.

Na *Tabela 12* encontram-se sumarizados os resultados obtidos expressos em termos de valores médios do peso de óxidos e número de átomos por fórmula unitária, calculados na base de 4 átomos de oxigénio. Os resultados em integral encontram-se em anexo.

Óxido	**Scheelite (amostra AGR Sch 9/23) (wt. %)**
CaO	19,35
SrO	0,03
Y_2O_3	0,06
Nb_2O_3	0,03
MoO_3	0,02
Ta_2O_5	0,007
WO_3	80,21
PbO	0,02
Total	99,9
Total de catiões calculados na base de 4 átomos de O (apfu)	
Ca	0,9952
Sr	0,0008
Y	0,0008
Nb	0,0003
Mo	0,0021
Ta	0
W	0,998
Pb	0,0003
Nº de análises pontuais	20

Tabela 12 – Resultados obtidos nas análises pontuais de microssonda na scheelite da amostra AGR Sch 9/23 do depósito de Agrochão, expressos em valores médio do peso dos óxidos detetados e número de átomos por fórmula unitária (apfu). Analista: Sara Costa e Silva

A composição química da scheelite do depósito Agrochão mostra uma dominância do WO_3 (80,21%) e do CaO (19,35%) e teores muito baixos a negligenciáveis dos restantes elementos menores, sendo a sua composição muito semelhante às scheelites analisados do jazigo de Murços, aproximando-se a sua composição média de $W_{1,00}Ca_{0,99}O_4$. A projeção dos teores de MoO vs. WO_3 *(Figura 362)*, mostra que, também no caso desta scheelite e à semelhança das scheelites de Murços, existe em termos da solução sólida scheelite-powellite, uma maior aproximação desta amostra ao extremo da scheelite, admitindo quantidades negligenciáveis de Mo em substituição do W.

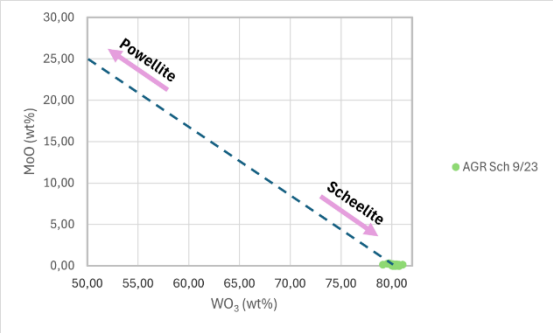


Figura 362 – Diagrama de correlação MoO vs. WO_3, relativo à amostra de scheelite AGR Sch 9/23 do depósito de Agrochão.

Em termos dos restantes elementos menores, as projeções destes com o Ca *(Figuras 363 a 367)*, não revelam nenhuma correlação negativa nítida e clara, dando indicação de que o mecanismo de substituição do Ca será $3Ca^{2+} = 2(REE,Y)^{3+}+Ca^{\square}$, já que os teores dos elementos menores detetados são negligenciáveis e $Ca^{\square}$, tem capacidade para alojar diferentes catiões destes elementos. Quando comparada com as amostras de scheelites analisadas provenientes do jazigo de Murços, constata-se uma proximidade composicional bastante nítida, sendo uma evidência que fluídos e condições químicas muito semelhantes entre si, estarão na origem das mineralizações em ambos os casos, um argumento mais ainda fortalecido pela proximidade física e as semelhanças geológicas entre ambos.

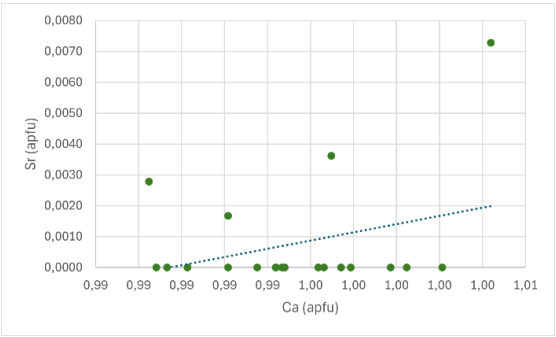


Figura 363 – Diagrama de correlação Sr vs. Ca respeitante à amostra de scheelite do depósito de Agrochão.

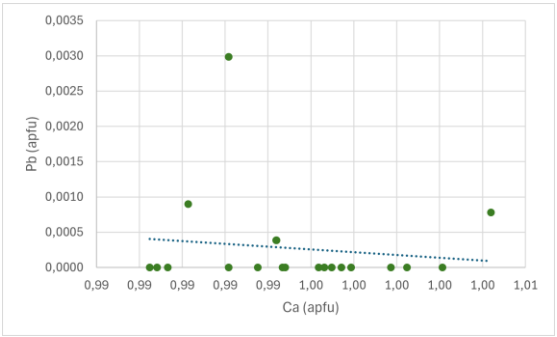


Figura 364 – Diagrama de correlação Pb vs. Ca respeitante à amostra de scheelite do depósito de Agrochão.

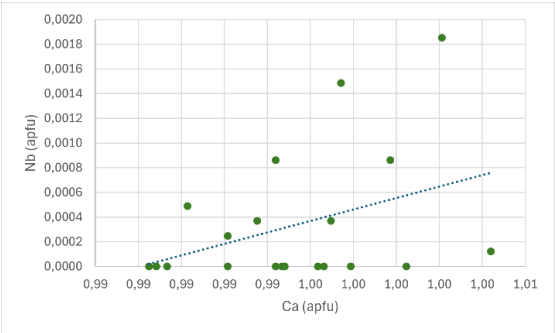


Figura 365 – Diagrama de correlação Nb vs. Ca respeitante à amostra de scheelite do depósito de Agrochão.

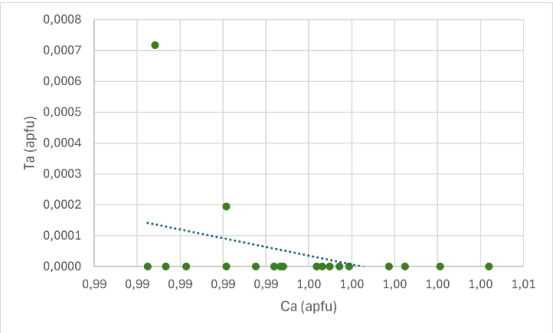


Figura 366 – Diagrama de correlação Ta vs. Ca respeitante à amostra de scheelite do depósito de Agrochão.

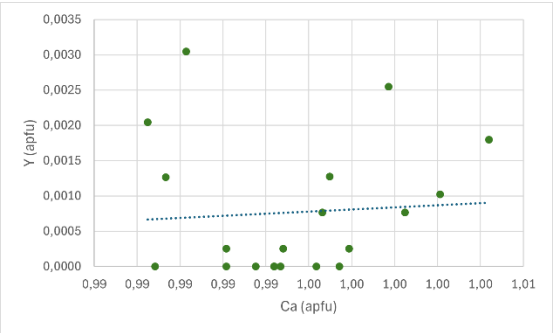


Figura 367 – Diagrama de correlação Y vs. Ca respeitante à amostra de scheelite do depósito de Agrochão.

7.5.5. Panasqueira

Foi selecionada para a análises pontual por microssonda eletrónica, uma amostra representativa de um cristal de scheelite proveniente do depósito de W (Sn-Cu) da Panasqueira (Covilhã, Portugal) (amostra ERM-R). Desta amostra foi elaborada uma lâmina espessa bipolida sobre a qual foram levadas a cabo um total de 11 análises pontuais de microssonda eletrónica. Na *Tabela 12* encontram-se sumarizados os resultados obtidos expressos em termos de valores médios do peso de óxidos e número de átomos por fórmula unitária, calculados na base de 4 átomos de oxigénio. Os resultados na integral encontram-se em anexo.

A composição química da scheelite proveniente do jazigo da Panasqueira, mostra, à semelhança das scheelites de Murços e Monte Agrochão, uma composição dominada pelo WO_3 (80,67%) e pelo CaO (19,1%), com quantidades muito pequenas de MoO (0,17%), pelo que é um exemplar representativo do termo da scheelite na solução sólida scheelite-powellite, com uma fórmula geral $W_{1,00}Ca_{0,98}O_4$. Os restantes elementos menores detetados apresentam teores muito pequenos e negligenciáveis na maioria dos casos muito semelhantes aos teores encontrados nas scheelites de Murços e Monte Agrochão, mencionando-se, contudo, uma ligeira maior concentração de MoO face às

mesmas, ainda que a projeção MoO vs. WO_3 *(Figura 368)* mostre que a amostra tende a projetar-se para o extremo da scheelite e admitindo muito pouco Mo em substituição do W.

Óxido	Scheelite (amostra ERM-R) (wt.%)
CaO	19,1
SrO	0,06
Y_2O_3	0,06
Nb_2O_3	0,03
MoO_3	0,17
Ta_2O_5	0
WO_3	80,67
PbO	0,05
Total	100,1
Total de catiões calculados na base de 4 átomos de O (apfu)	
Ca	0,9802
Sr	0,0016
Y	0,0007
Nb	0,0004
Mo	0,0034
Ta	0
W	1,0014
Pb	0,0006
Nº de análises pontuais	11

Tabela 12 – Resultados obtidos nas análises pontuais de microssonda na scheelite da amostra ERM-R proveniente do depósito da Panasqueira, expressos em valores médio do peso dos óxidos detetados e número de átomos por fórmula unitária (apfu). Analista: Sara Costa e Silva

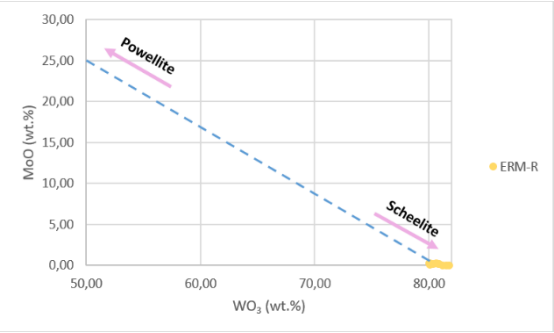


Figura 368 – Diagrama de correlação MoO vs. WO_3, relativo à amostra de scheelite ERM-R colhida no depósito da Panasqueira.

As substituições feitas ao nível do Ca parecem muito pouco significativas, a julgar não só pelos baixos teores de Sr, Y, Nb, Ta e Pb encontrados, mas, também, pela fraca correlação que estes elementos estabelecem com o Ca *(Figuras 369 a 373)*, não se denotando nenhuma correlação negativa nítida e forte ao nível de nenhum destes elementos. Contudo, nota-se uma ligeira tendência para a correlação negativa do Nb e do Pb com o Ca, embora, mais uma vez esta correlação não possa ser estabelecida de forma clara e inquestionável. O mecanismo de substituição do Ca por estes elementos aparenta assim, ser $3Ca^{2+}$ = $2(REE, Y)^{3+}+Ca^{\square}$, à semelhança das scheelites dos depósitos W(Sn) de Murços e Agrochão.

Os resultados das análises pontuais de microssonda na amostra de scheelite ERM-R e das restantes amostras analisadas dos jazigos filonianos de W(Sn) de Agrochão e Murços poem em evidência um padrão da composição química das scheelites neste tipo de jazigos, pelo que podem ser consideradas quimicamente semelhantes entre si, demonstrando, em parte condições semelhantes ou muito próximas de precipitação da mineralização tungstífera.

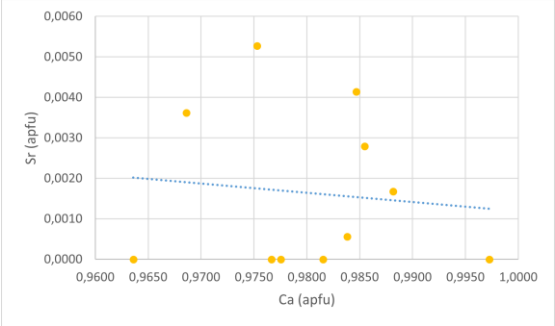


Figura 369 – Diagrama de correlação Sr vs. Ca respeitante à amostra de scheelite ERM-R do depósito de Panasqueira.

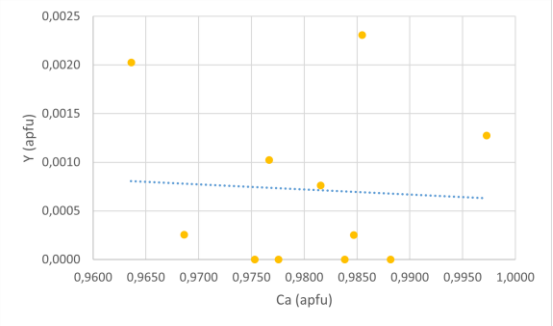


Figura 370 – Diagrama de correlação Y vs. Ca respeitante à amostra de scheelite ERM-R do depósito de Panasqueira.

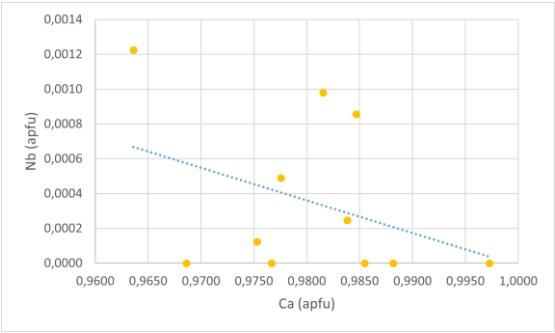


Figura 371 – Diagrama de correlação Nb vs. Ca respeitante à amostra de scheelite ERM-R do depósito de Panasqueira.

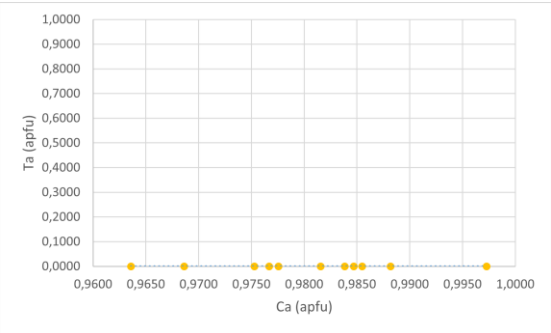


Figura 372 – Diagrama de correlação Ta vs. Ca respeitante à amostra de scheelite ERM-R do depósito de Panasqueira.

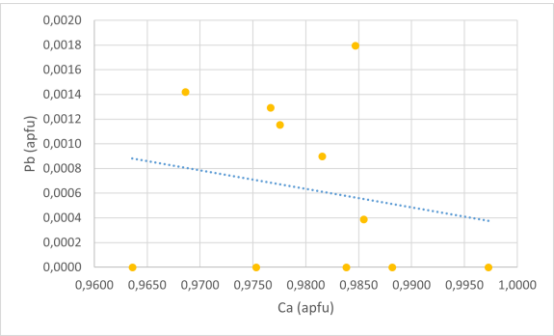


Figura 373 – Diagrama de correlação Pb vs. Ca respeitante à amostra de scheelite ERM-R do depósito de Panasqueira.

7.6. Moscovite

7.6.1. Introdução

Segundo *Zussman (1992)*, as moscovites são micas di-octaédricas, com uma composição química geral repartida entre três polos principais:

(1) a moscovite: $K_2 Al_4 (Si_6 Al_2O_{20}) (OH)_4$;

(2) a celadonite: $K_2 (A1_2R^{2+}) (Si_8) O_{20} (OH)_4$, com $R^{2+} = Mg^{2+}$ ou Fe^{2+};

(3) a paragonite: $Na_2 Al_4 (Si_6 Al_2O_{20}) (OH)_4$.

De acordo com o último autor citado, as substituições possíveis entre polos conduzem a uma solução contínua moscovite-celadonite (série das fengites) e a uma solução descontínua da moscovite-paragonite, designando o termo fengite como relativo a moscovites nas quais a razão Si/Al > 3, sendo o aumento de Si acompanhado pela substituição de Al por Mg^{2+} ou Fe nas posições octaédricas. *Leroy & Cathelineau (1982)* e *Neiva (1992)*, afirmam que o aumento de Si relativamente à moscovite resulta da substituição de uma fração do $A1^{IV}$ por Si, sendo o aumento de carga compensado com a substituição de $A1^{VI}$ por Mg^{2+} e Fe^{2+}, segundo a expressão $A1^{VI}$, $A1^{IV} = (R^{2+})$, Si^{IV}. Esta

compensação resultará numa composição mais siliciosa e mais ferromagnesiana, aproximando-se da composição da celadonite.

7.6.2. Jazigo de Sn(W)Ervedosa

Foram selecionadas para as análises de microssonda eletrónica, um total de 5 amostras de moscovite que ocorrem nos filões estaníferos e que correspondem a duas tipologias principais distinguidas com base na petrografia:

(1) uma primeira geração dominante de moscovite, subédrica a anédrica, associada ao quartzo e arsenopirite, contemporânea da cassiterite;(amostra ERV EF_5B)
(2) uma geração posterior, mais incomum, de hábito sobretudo radial, e que ocorre em fraturas na cassiterite (amostra ERV EF_5A).

Sobre as amostras, ERV EF_5B e ERV EF_5A, foram realizados um total de 38 análises pontuais, distribuídas pelas duas gerações de moscovite mencionadas. Os resultados obtidos encontram-se expressos em termos dos valores médios do peso de óxidos e número de átomos por formula unitária na *Tabela 13*. Os resultados na integral podem ser consultados em anexo.

Óxido	Moscovite subédrica a anédrica (ERV EF_5B) (wt.%)	Moscovite radial (ERV EF_5A) (wt.%)
K_2O	10,23	10,10
CaO	0,07	0,08
TiO_2	0,26	0,25
FeO	1,80	2,03
MnO	0,08	0,12
Na_2O	0,63	0,26
SiO_2	45,81	47,43
Al_2O_3	33,82	31,42
MgO	0,48	1,55
Cr_2O_3	0,01	0,00
Cl	0,02	0,01
F	0,44	0,44
Rb_2O_3	0,03	0,02
SrO	0,04	0,02
Cs_2O	0,03	0,04
BaO	0,02	0,03
Li_2O*	0,07	0,07

H_2O*	4,19	4,20
Subtotal	98,02	98,05
O=F, Cl	0,19	0,19
Total	97,82	97,86
Nº de iões na base de 22 átomos de (O, Cl, F)		
Si	6,2419	6,4476
Al IV	1,7581	1,5524
Al VI	3,6706	3,4819
Al Total	5,4287	5,0343
Ti	0,0268	0,0251
Cr	0,0012	0,0004
Fe	0,2062	0,2302
Mg	0,0971	0,3144
Mn	0,0096	0,0142
Li	0,0366	0,0370
Ca	0,0096	0,0109
Na	0,1653	0,0672
K	1,7775	1,7513
Sr	0,0024	0,0018
Ba	0,0013	0,0013
Rb	0,0023	0,0014
Cs	0,0015	0,0021
OH	3,8044	3,8060
F	0,1917	0,1910
Cl	0,0038	0,0030
Celadonite (%)	12,09	20,38
Paragonite (%)	4,81	3,70
X total	1,96	1,84
Y total	4,05	4,11
Nº de análises pontuais	28	10

Tabela 13 – Resultados das análises pontuais de microssonda obtidos nas duas tipologias de moscovites analisadas em amostras dos veios estaníferos de Ervedosa, e respetivos valores em átomos por fórmula unitária (a.p.f.u). %Celadonite = (100(Si-6))/2; %Paragonite = (100Na)/(Na+K); * valores obtidos com base no cálculo da fórmula estrutural.

De um modo geral, e quando em comparação com a moscovite radial mais tardia, a moscovite subeuédrica dos veios de Ervedosa, é mais rica em Al IV, Al VI, Ti, Cr, Sr, Rb, Li, F, com valores de Fet+Mg mais baixos e menor abundância da molécula celadonitíca, sendo ainda, mais pobre em Si, Na, K, Fe, Mg, Ca, Mn e OH

comparativamente com a moscovite radial. Ambas as tipologias de moscovite apresentam teores semelhantes de Ba.

Nas moscovites analisadas do depósito de Ervedosa é possível identificar a partir da projeção dos valores de Al total vs. Fe total + Mg no diagrama de *Neiva (1992) (Figura 374)*, as moscovites subeuédricas dos veios caem sobretudo no campo das moscovites pós-magmáticas recristalizadas, enquanto a moscovite radial tardia, mostra maior grau de substituição, caindo no campo das moscovites tardias resultantes de alteração hidrotermal. Esta projeçção mostra uma importante evolução das composições ao longo da reta de alteração fengítica, desde as moscovites subédricas de composição mais paragonitica até às moscovites radiais, que se aproximam mais da celadonite *(Figura 375)*. Estas projeções denotam uma mudança das condições P-T-X dos fluídos envolvidos na sua deposição, uma vez que a composição das moscovites é influenciada pelas condições P-T e pelas associações mineralógicas presentes *(Zussman, 1992)*, resultando num importante processo de substituição em solução sólida desde a variedade subédrica dos veios até à variedade radial mais tardia, que provavelmente resultou da alteração hidrotermal do encaixante, neste caso o granito de Ervedosa. As projeções dos resultados obtidos no diagrama ternário discriminante de Monier *(Monier et al., 1984) (Figura 376)* apontam para uma origem tardi a pós-magmática para as moscovites subédricas dos veios e uma origem hidrotermal para as moscovites radiais mais tardias.

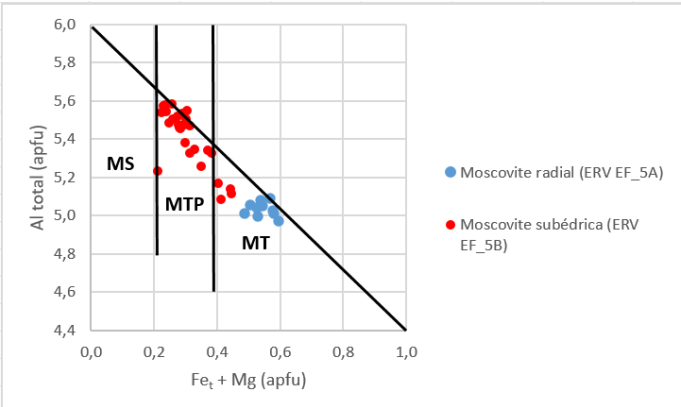


Figura 374 – Diagrama Al total vs. Fe total + Mg, onde se encontram projetados os resultados relativos às moscovites analisadas no depósito de Ervedosa. MS – campo da moscovite; MTP – moscovites hidrotermalmente alteradas; MT – moscovites hidrotermais tardias (adaptado de *Neiva, 1992*).

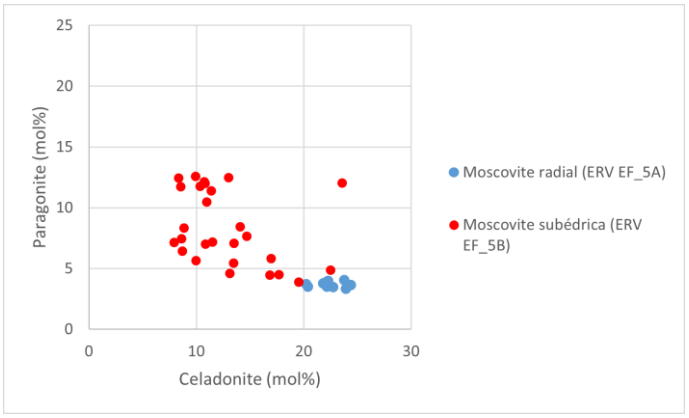


Figura 375 – Diagrama Paragonite (%) vs. Celadonite (%) das amostras de moscovites analisadas no depósito de Ervedosa.

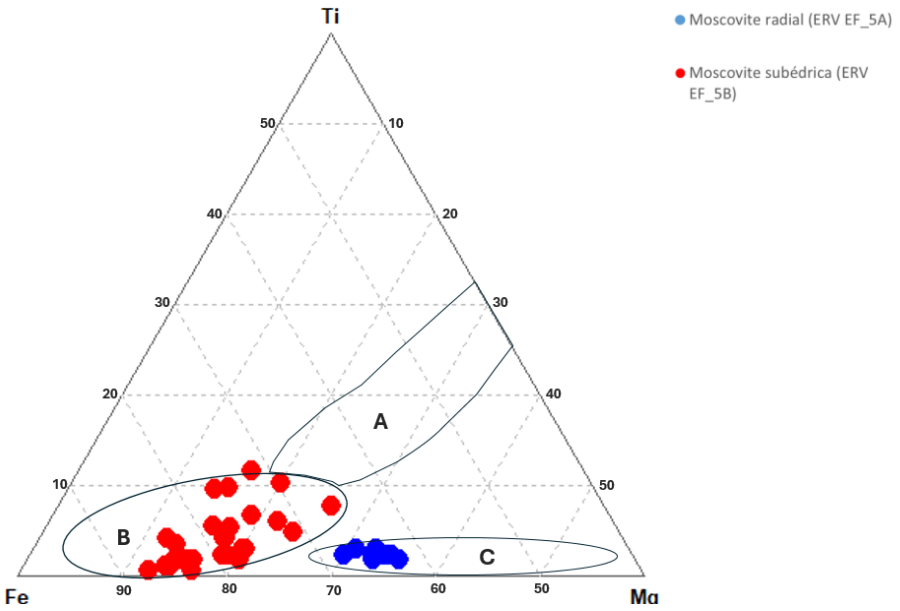


Figura 376 – Diagrama discriminante de Monier para as tipologias de moscovites analisadas no depósito de Ervedosa. A – moscovites magmáticas; B – moscovites tardi a pós magmáticas; C – moscovites hidrotermais; (adaptado de *Monier et al., 1984*).

7.6.3. Jazigo de W(Sn) de Murços

Foram selecionadas para as análises pontuais de microssonda eletrónica dois cristais subédricos de moscovite da amostra MUR_GR e uma amostra do *"greisen"* de Murços, tendo sido recolhidos os dados de um total seis análises pontuais. Os resultados obtidos encontram-se expressos em termos dos valores médios do peso de óxidos e número de átomos por formula unitária na *Tabela 14*. Os resultados na integral podem ser consultados em anexo.

Óxido	Moscovite subédrica MUR_GR (wt.%)
K_2O	10,7
CaO	0,03
TiO_2	0,75
FeO	1,20
MnO	0,02
Na_2O	0,47
SiO_2	45,93
Al_2O_3	33,82
MgO	0,77
Cr_2O_3	0,008
Cl	0,03
F	0,19
Rb_2O_3	0,008
SrO	0,06
Cs_2O	0,002
BaO	0,02
Li_2O*	0,01
H_2O*	4,33
Subtotal	98,29
O=F, Cl	0,08
Total	98,2
Nº de iões na base de 22 átomos de (O, Cl, F)	
Si	6,2257
Al IV	1,7743
Al VI	3,6288
Al Total	5,4032
Ti	0,0762
Cr	0,0008
Fe	0,1357
Mn	0,0025
Mg	0,1550
Li	0,0055
Ca	0,0032
Na	0,1240
K	1,8473
Sr	0,0050
Ba	0,0007

Rb	0,0008
Cs	0,0002
OH	3,9142
F	0,0808
Cl	0,0052
Celadonite (%)	11,28
Paragonite (%)	6,28
X total	1,98
Y total	4,00
Nº de análises pontuais	6

Tabela 14 – Resultados das análises pontuais de microssonda obtidos moscovites analisadas na amostra de greisen MUR_GR do depósito de Murços, e respetivos valores em átomos por fórmula unitária (a.p.f.u). %Celadonite = (100(Si-6))/2; %Paragonite = (100Na)/(Na+K); *valores obtidos com base no cálculo da fórmula estrutural. Analista: Sara Costa e Silva

A moscovite MUR_GR, nas projeções dos valores de Al total vs. Fe total + Mg cai no domínio MTP – moscovites hidrotermalmente alteradas *(Figura 377)*. Esta moscovite apresenta um assinalável grau de alteração fengítica, recaindo no campo das moscovites hidrotermalmente alteradas, e com uma percentagem de molécula celadonítica superior à molécula paragonítica *(Figura 378)*. Porém apesar da evidente alteração hidrotermal que é observável na amostra, esta moscovite projeta-se no campo das moscovites de origem magmática, no diagrama ternário discriminante de *Monier et al. (1984) (Figura 379)*, pelo que a alteração hidrotermal registada nestas moscovites terá que ver com os processos autometassómáticos que levaram à formação do *greisen*.

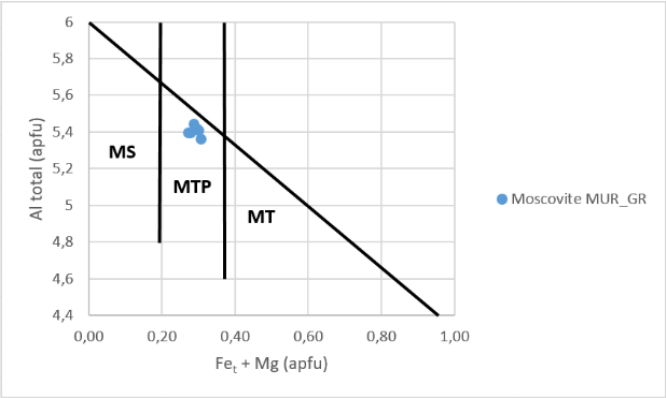


Figura 377 – Diagrama Al total vs. Fe total + Mg dos resultados relativos às moscovites analisadas na amostra MUR_GR. MS – campo da moscovite; MTP – moscovites hidrotermalmente alteradas; MT – moscovites hidrotermais tardias; (adaptado de *Neiva, 1992*).

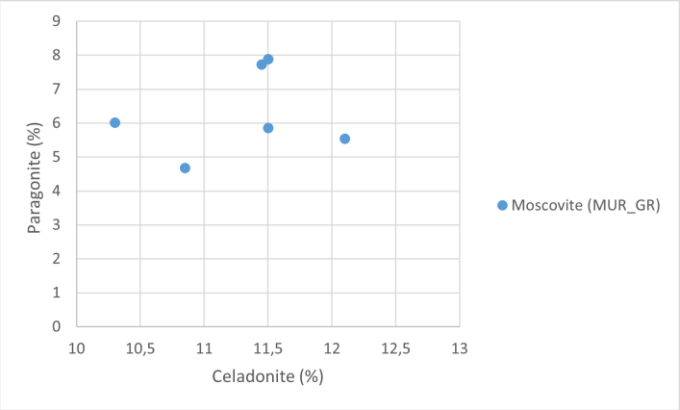


Figura 378 – Diagrama Paragonite (%) vs. Celadonite (%) das amostras de moscovites analisadas na amostra MUR_GR.

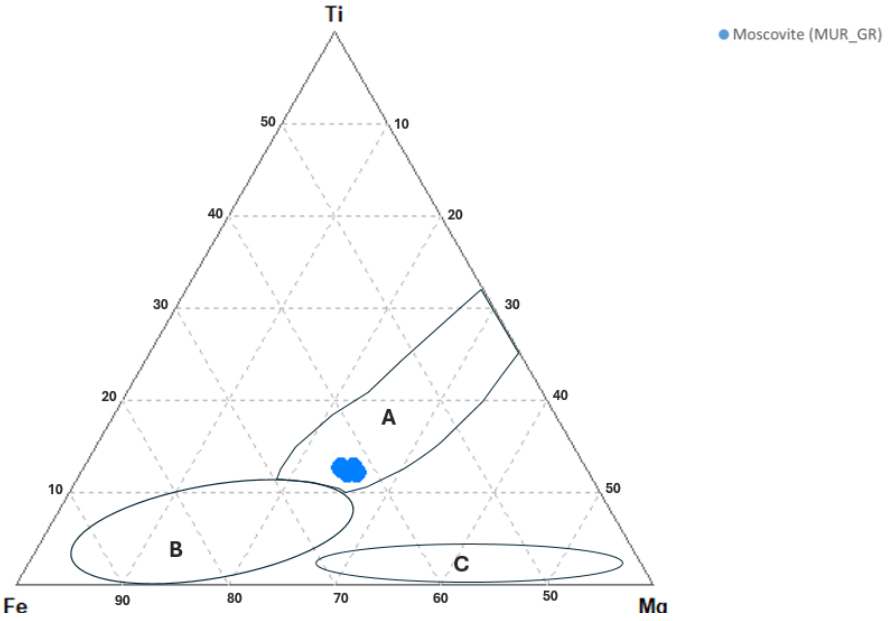


Figura 379 – Diagrama discriminante de Monier das moscovites analisadas na amostra MUR_GR. A – moscovites magmáticas; B – moscovites tardi a pós magmáticas; C – moscovites hidrotermais; (adaptado de *Monier et al., 1984*).

7.7. Apatite

7.7.1. Introdução

A apatite ($Ca_5(PO_4)3(OH,F,Cl)$), é um fosfato acessório amplamente distribuído nas rochas ígneas e como mineral de ganga em depósitos de Sn(W), W(Sn), aplito-pegmatíticos entre outros, e cuja sua fórmula molecular é normalmente expressa como $A_5(XO_4)3Z$ *(Piccoli et al., 2001; Elliott et al., 2002; Webster & Piccoli, 2015)*. A posição A, acomoda catiões de grande raio iónico, tais como Ca^{2+}, Sr^{2+}, Pb^{2+}, Ba^{2+}, Mg^{2+}, Mn^{2+}, Fe^{2+}, REE^{3+}, Eu^{2+}, Cd^{2+} e Na^{+}. A posição X é ocupada principalmente por PO_4^{3+}, outros catiões mais pequenos, mas altamente carregados, como Si^{4+}, S^{6+}, As^{5+} e V^{5+}, podem ocupar esta posição. A posição Z é geralmente ocupada por F^{-}, Cl^{-}, e OH^{-}, e cuja maior

ou menor abundância determina as variedades fluorapatite, cloroapatite ou hidroxiapatite respetivamente. A apatite apresenta uma elevada resistência aos processos de meteorização, alteração e difusão e, uma vez que pode incorporar aniões e catiões em diferentes posições, tais como F, Cl, S, Sr, U, Th e REE na sua rede cristalina, tem vindo a tornar-se um dos minerais indicadores mais úteis em sistemas magmáticos e/ou hidrotermais, pois pode preservar e registar informação considerável sobre as condições físico químicas de eventos de magmatismo e de mineralizações hidrotermais *(Cao et al., 2011; Mao et al., 2016; Bruand et al., 2017; Xing & Xu, 2021; Du et al., 2022; Ma et al., 2023; Zhang et al., 2024)*. A composição química da apatite tem, igualmente demonstrado implicações importantes na determinação das composições dos voláteis F e Cl dos sistemas magmáticos, as fugacidades de elementos halogéneos e concentrações de compostos relacionados, fornecendo informações geológicas críticas sobre a petrogénese *(Ishihara, 1981; Nash, 1984; Du et al., 2022)* e mineralizações, em datações radiométricas *(Zeitler et al., 1987; McInnes et al., 1999; Farley & Stockli, 2002; Harrison et al., 2002)*, exploração geoquímica *(Belousova et al., 2001, 2002; Zhang et al., 2021; Zheng et al., 2024)* e determinação de temperaturas em sistemas magmáticos ou hidrotermais *(Munoz, 1984; Sallet, 2000; Du et al., 2022)*. A composição química em termos dos elementos maiores, menores e traço das apatites, é no que toca ao estudo de mineralizações, uma ferramenta cada vez mais comum, dada a forma sensível como as caraterísticas do sistema magmático-hidrotermal, no momento da sua cristalização, são registadas, existindo diversos trabalhos que propõe indicadores úteis e diagramas de discriminação binária para distinguir entre apatites provenientes de contextos mineralizantes e não mineralizantes *(Harrison et al., 1984; Zhu et al., 2018; Zheng et al., 2021, 2024)*. Os trabalhos de *Li et al. (2022)* e *Zheng et al. (2024)*, mostram que Cl, F, S, V, Sr/Y, V/Y, Eu*, (La/Yb)N e La/Sm são variáveis importantes na apatite que permitem discriminar as rochas hospedeiras férteis e estéreis e demonstra que as razões V/Y e Cl/F e o teor de S, em particular, são parâmetros cruciais para discriminar o enriquecimento de metais e o potencial de mineralização. As análises dos elementos sensíveis às condições *redox* na apatite mostram que os granitos estaníferos têm teores mais elevados de Mn e baixo teor de S, razões Y/ΣTR elevadas e razões La/Sm baixas, com anomalias negativas extremas de Eu e fracas anomalias positivas de Ce, em comparação com as intrusões estéreis, indicando que o ambiente de formação dos granitos associados às mineralizações de Sn foi mais redutor. Para além disto, as apatites nas intrusões associadas a mineralizações de Sn, têm teores mais baixos de Sr e mais elevados de Y, o que sugere que estas intrusões sofreram um grau de fracionamento mais elevado

do que os granitos estéreis. Adicionalmente, as apatites de granitos estaníferos, são dominadas pela presença de F, o que reflete o elevado teor de F do magma e que contribui para o enriquecimento em Sn.

7.7.2. Jazigo de Sn(W) de Ervedosa

Foram selecionados para análises pontuais de microssonda eletrónica um total de 3 cristais de apatite, um mineral comum nos veios estaníferos de Ervedosa e do mesmo período de deposição da cassiterite. A amostra sobre a qual foram realizadas as análises consistiu de uma lâmina delgada, elaborada a partir de uma das amostras orientadas dos veios mineralizados em cassiterite (amostra ERV EF_5B). Esta amostra é representativa de um encosto de filão, que, como é típico do estilo de mineralização neste depósito, apresenta uma fina salbanda de moscovite, centimétrica a milimétrica, e com a qual a apatite, de dimensão microscópica, surge intercrescida. Foram realizadas um total de 28 análises pontuais, distribuídas pelos 3 exemplares analisados e cujos resultados se encontram expressos em termos de valores médios, na *Tabela 15*, encontrando-se os resultados na integral em anexo. Na *Tabela 15*, encontram-se igualmente expressos o número de átomos por fórmula unitária, calculados na base de 25 átomos de O, OH, F e Cl.

Óxido	Apatite 1 ERV EF_5B (wt.%)	Apatite 2 ERV EF_5B (wt.%)	Apatite 3 ERV EF_5B (wt.%)
P_2O_5	40,76	40,6	40,44
CaO	53,86	54,14	53,42
MnO	1,1	1,4	1,93
FeO	0,1	0,1	0,2
Na_2O	0,01	0,00	0,01
CeO_2	0,09	0,06	0,11
Pr_2O_3	0,04	0,04	0,09
Nd_2O_3	0,03	0,02	0,03
SmO	0,02	0,03	0,00
Gd_2O_3	0,01	0,02	0,07
Tb_2O_3	0,02	0,04	0,01
Dy_2O_3	0,05	0,09	0,03
Ho_2O_3	0,03	0,06	0,03
ThO_2	0,02	0,01	0,02
UO_2	0,03	0,01	0,03

Yb_2O_3	0,02	0,02	0,03
SrO	0,04	0,1	0,04
Er_2O_3	0,02	0,02	0,01
SiO_2	0,00	0,00	0,00
F	3,67	3,38	3,49
Cl	0,01	0,00	0,01
Total	99,95	100,1	100,0
Total de catiões e aniões calculados na base de 25 átomos de O, F, Cl e OH (apfu)			
Ca	9,56	9,63	9,52
Na	0,00	0,00	0,00
Mn	0,15	0,2	0,27
Fe	0,01	0,01	0,03
La	0,00	0,00	0,00
Ce	0,01	0,00	0,01
Pr	0,00	0,00	0,01
Nd	0,00	0,00	0,00
P	5,72	5,71	5,69
Si	0,00	0,00	0,00
Cl	0,00	0,00	0,00
F	1,92	1,78	1,84
OH	0,92	0,78	0,84
Nº de análises pontuais	17	5	6

Tabela 15 – Resultados obtidos nas análises pontuais de microssonda nas apatites selecionadas na amostra ERV EF_5B proveniente do depósito de Ervedosa, expressos em valores médio do peso dos óxidos detetados e número de átomos por fórmula unitária (apfu). Analista: Sara Costa e Silva

As apatites analisadas apresentam uma composição química média dominada pela presença dos componentes P_2O_5 (40,66%) e CaO (53,81%). O F é o elemento halogéneo mais importante (3,6%), com proporções muito pequenas de Cl (0,006%), sendo por isso classificadas como fluorapatites *(Figura 380)*. O diagrama de classificação e substituição para o grupo de minerais do grupo da apatite confirma a predominância do membro fluorapatite *(Figura 381).* Os restantes óxidos detetados apresentam teores muito baixos nomeadamente o MnO (1,33%), FeO (0,12%), Na_2O (0,009%), CeO_2 (0,09%), Pr_2O_3 (0,05%), Nd_2O_3 (0,03%), SmO (0,02%), Gd_2O_3 (0,03%), Tb_2O_3 (0,02%), Dy_2O_3 (0,05%), Ho_2O_3 (0,04%), ThO_2 (0,01%), UO_2 (0,03%), Yb_2O_3 (0,03%), SrO (0,05%), Er_2O_3 (0,02%), e com ausência total de SiO_2 (0,00%).

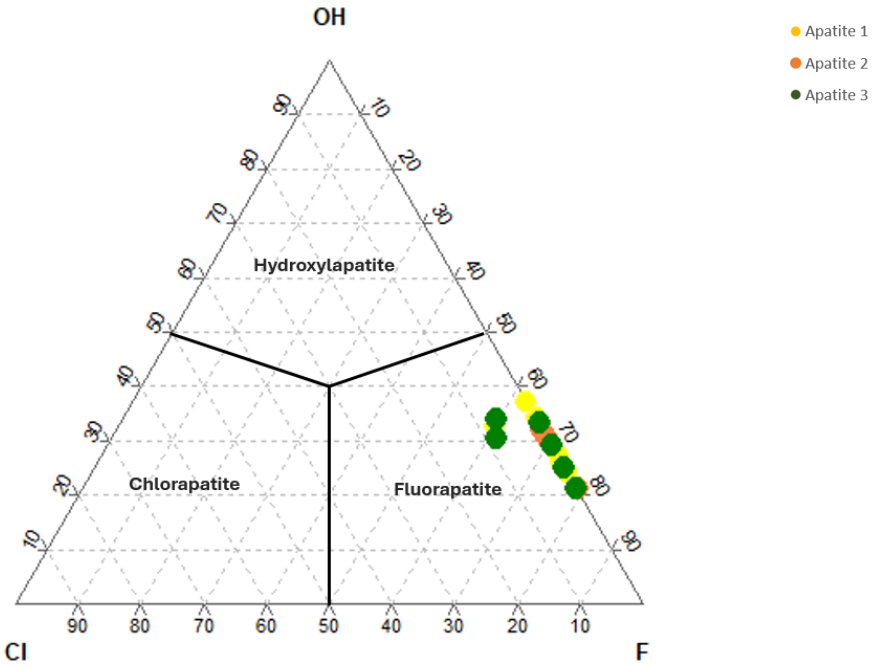


Figura 380 – Diagrama ternário OH-Cl-F segundo *McCubbin et al. (2015)*, referentes às frações molares de OH, Cl e F nos exemplares de apatites estudados.

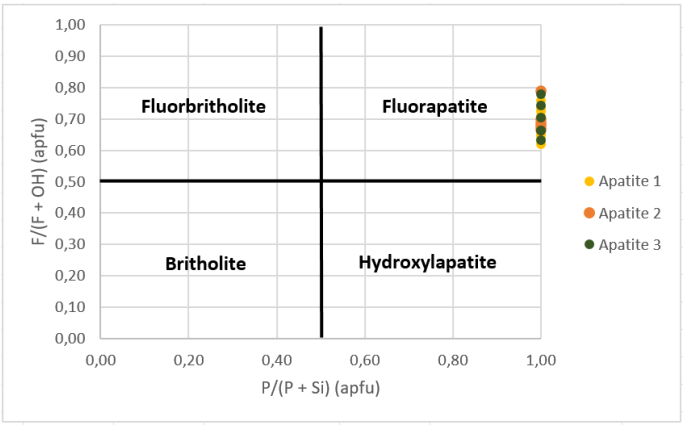


Figura 381– Diagrama binário de classificação e substituição respeitante aos minerais do grupo da apatite para os exemplares analisados em amostras do depósito de Ervedosa (adaptado de *Ondrejka et al., 2016*).

As apatites analisadas são, ricas em F e pobres em Cl, com teores de MnO relativamente elevados e com teores de SiO_2 abaixo do limite de deteção, exibindo por isso, características composicionais semelhantes às apatites de origem hidrotermal (*Yao et al., 2007*; *Chen & Zhang, 2018*; *Zhao et al., 2020)*. Segundo estes autores, os fluídos envolvidos na precipitação destas apatites exibem altos teores em F e, que em condições redutoras, podem ocasionar a precipitação do Sn, pelo que pode afirmar-se que as apatites do depósito de Ervedosa refletem, por um lado a existência de um fluído rico em F, justificando a ocorrência de apatite nestes veios, e por outro lado, que de um modo geral, a ocorrência destas condições físico-químicas na formação dos filões

estaníferos. Quando projetado o diagrama MnO vs. SiO_2, fica evidente a natureza hidrotermal das apatites analisadas *(Figura 382)*. De acordo com *Cao et al. (2011)* as proporções encontradas em apatites magmáticas e hidrotermais de elementos como Cl, F, Mn, Sr e Y refletem o grau de diferenciação do magma, verificando-se um aumento da concentração dos mesmos com este processo. Os mesmos autores utilizaram estes elementos maiores e traço presentes nas apatites de diferentes tipos de jazigos para construir diagramas de discriminação química das apatites em função do depósito. Ao aplicarmos um dos diagramas de *Cao et al. (2011)* possíveis de aplicar aos resultados das análises de microssonda obtidos nas apatites de Ervedosa, constata-se que a maioria destas caem no campo de composições químicas para apatites provenientes de depósitos Sn(W), embora alguns pontos se sobreponham ao campo dos jazigos de Mo-W *(Figura 383)*.

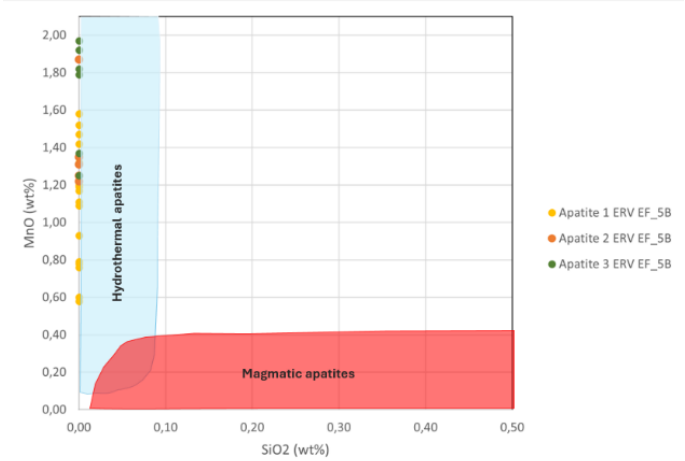


Figura 382 – Diagrama binário MnO vs. SiO_2 com as projeções relativas às apatites analisadas provenientes do jazigo de Ervedosa (adaptado de *Yao et al. (2007)*, *Chen & Zhang (2018)* e *Zhao et al. (2020)*).

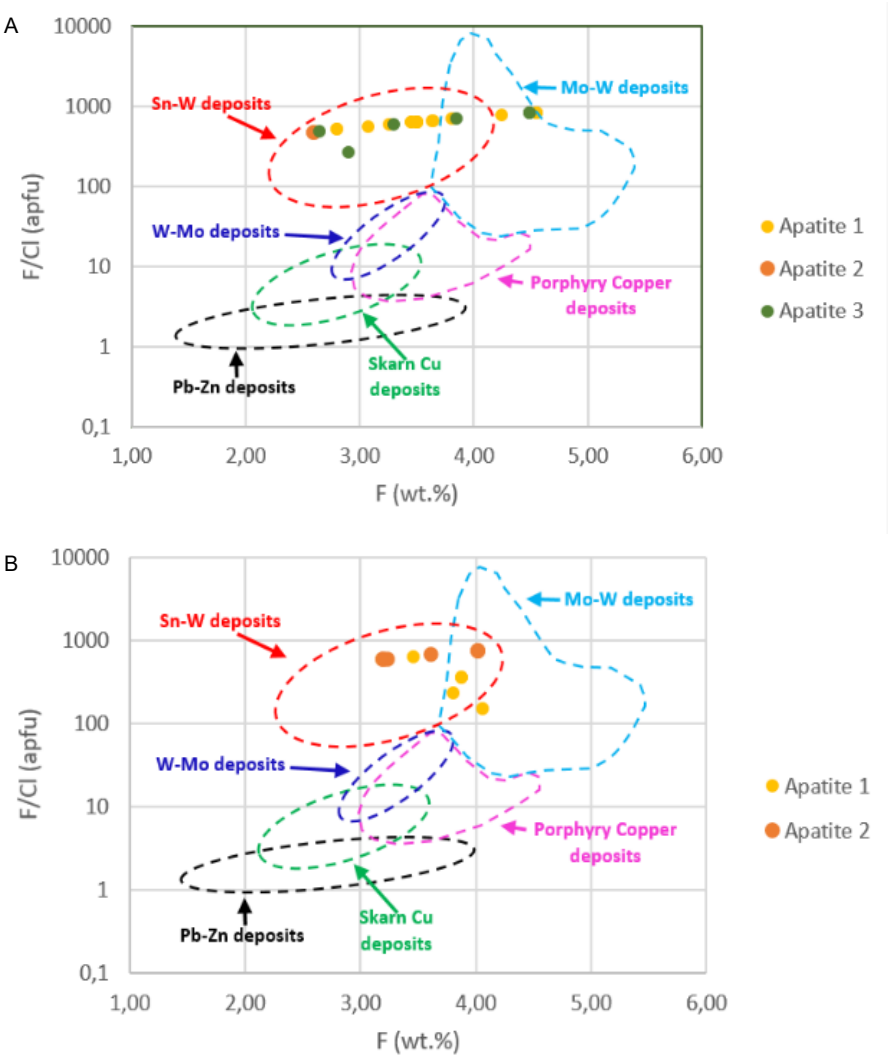


Figura 383 – Diagrama binário F/Cl vs. F relativos aos resultados obtidos nas análises de microssonda eletrónica nas apatites selecionadas do depósito de Ervedosa (A) e no depósito de Murços (B) (adaptado de *Cao et al., 2011*).

Em termos das substituições do Ca na estrutura da apatite, observa-se uma ligeira correlação negativa ao nível do MnO em substituição do SrO *(Figura 384)*, uma correlação que não é possível de estabelecer com o Cl *(Figura 385)*. A correlação negativa mais evidente nestas apatites diz respeito ao somatório do MnO e do SrO, que substituem claramente o Ca na posição A da estrutura cristalina destas apatites *(Figura 386)*. Por outro lado, as terras raras (TR ou "REE") e o ítrio (Y), desenham uma suave correlação negativa, com o somatório do Na_2O e do SiO_2 *(Figura 387)*, indicando uma admissão destes elementos na posição A da estrutura da apatite, que como já foi referido anteriormente, é sobretudo ocupada pelo Mn e pelo Sr.

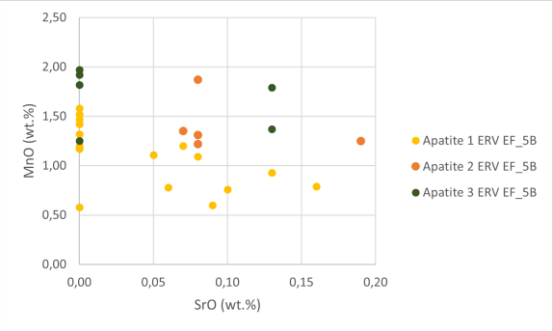


Figura 384 – Diagrama binário MnO vs. SrO relativos às apatites analisadas provenientes dos veios mineralizados do jazigo de Sn de Ervedosa.

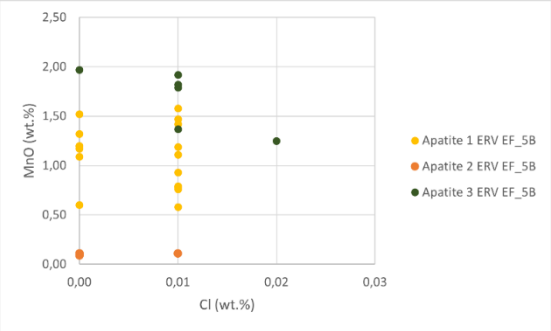


Figura 385 – Diagrama binário MnO vs. Cl relativos às apatites analisadas provenientes dos veios mineralizados do jazigo de Sn de Ervedosa.

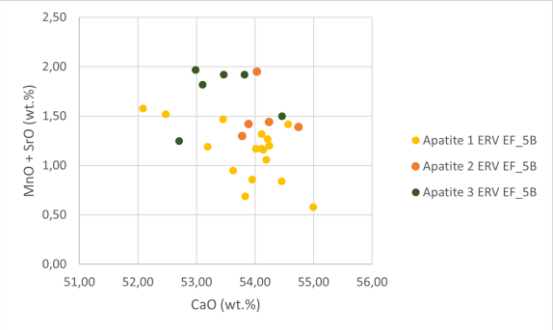


Figura 386 – Diagrama binário MnO + SrO vs. CaO relativos às apatites analisadas provenientes dos veios mineralizados do jazigo de Sn de Ervedosa.

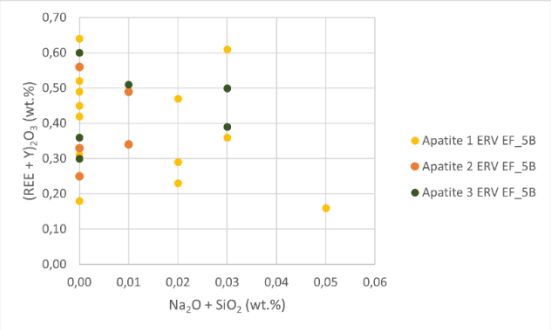


Figura 387 – Diagrama binário (REE+Y)2º3 vs. Na2O+SiO2 relativos às apatites analisadas provenientes dos veios mineralizados do jazigo de Sn de Ervedosa.

7.7.3. Jazigo de W(Sn) de Murçós

Foram selecionadas para análises pontuais de microssonda eletrónica, duas apatites (2 amostras MUR-Gr1B), provenientes de um veio mineralizado. Foram executadas um total de 13 análises pontuais em ambos os grãos, encontrando-se na *Tabela 16* os resultados obtidos em termo de peso de óxidos e o número de átomos por fórmula unitária, calculados na base de 25 átomos de O, OH, F e Cl expressos em termos de valores médios. Os resultados na integral encontram-se apresentados em anexo.

Óxido	Apatite 1 – MUR_Gr1B (wt.%)	Apatite 2 – MUR_Gr1B (wt.%)
P_2O_5	42,03	41,6
CaO	53,2	53,8
MnO	0,6	0,6
FeO	0,15	0,21
Na_2O	0,13	0,09

CeO_2	0,07	0,1
Pr_2O_3	0,02	0,01
Nd_2O_3	0,04	0,09
SmO	0,04	0,08
Gd_2O_3	0,07	0,05
Tb_2O_3	0,06	0,02
Dy_2O_3	0,06	0,09
Ho_2O_3	0,04	0,03
ThO_2	0,02	0,002
UO_2	0,00	0,03
Yb_2O_3	0,04	0,04
SrO	0,04	0,02
Er_2O_3	0,02	0,05
SiO_2	0,00	0,00
F	3,6	3,4
Cl	0,02	0,006
Total	100,02	100,02
Fórmula estrutural calculada na base de 25 átomos de O, F, Cl e OH (apfu)		
Ca	9,35	9,48
Na	0,04	0,03
Mn	0,08	0,08
Fe	0,02	0,03
La	0,00	0,00
Ce	0,004	0,007
Pr	0,001	0,0008
Nd	0,003	0,006
P	5,83	5,80
Si	0,00	0,00
Cl	0,006	0,002
F	1,87	1,80
OH	0,87	0,76
Nº de análises pontuais	6	7

Tabela 16 – Resultados obtidos nas análises pontuais de microssonda nas apatites selecionadas na amostra MUR_Gr1B proveniente do depósito de Murçós, expressos em valores médio do peso dos óxidos detetados e número de átomos por fórmula unitária (apfu). Analista: Sara Costa e Silva

As apatites analisadas correspondem a fluorapatites *(Figuras 388* e *389)*, com uma composição química média dominada por P_2O_5 (41,8%), CaO (53,5%) e F (3,5%). Os restantes componentes apresentam teores abaixo do 1% ou abaixo, nomeadamente o

Na_2O (0,11%), o FeO (0,18%), o MnO (0,57%), o Cl (0,01%), o CeO_2 (0,08%), Pr_2O_3 (0,02%), Nd_2O_3 (0,07%) o SmO (0,07%), o Gd_2O_3 (0,06%), Tb_2O_3 (0,04%), Dy_2O_3 (0,08%), Ho_2O_3 (0,04%), ThO_2 (0,009%), o UO_2 (0,02%), o Yb_2O_3 (0,04%), o SrO (0,03%) e o Er_2O_3 (0,04%), não tendo sido detetado SiO_2 nas análises realizadas.

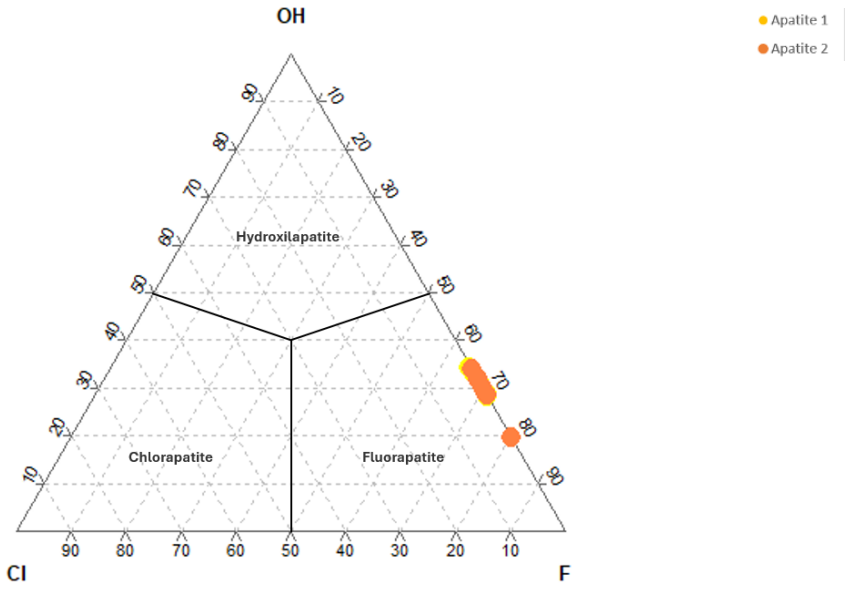


Figura 388 – Diagrama ternário de classificação das apatites de acordo com *McCubbin et al. (2015)*, referentes às frações molares de OH, Cl e F nos exemplares de apatites estudados na amostra MUR_Gr.

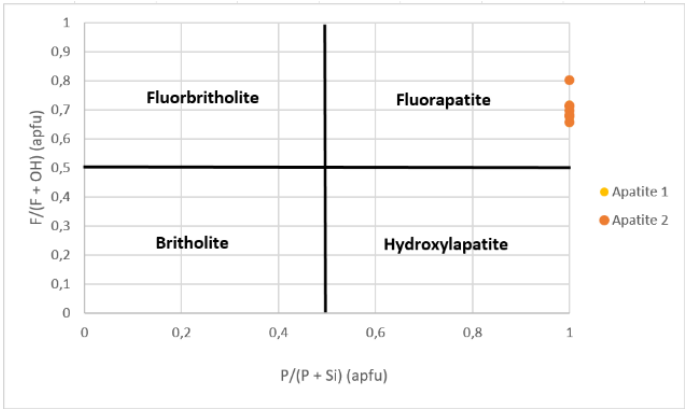


Figura 389 – Diagrama binário de classificação e substituição respeitante aos minerais do grupo da apatite para os exemplares analisados em amostras do depósito de Murços (adaptado de *Ondrejka et al., 2016*).

7.7.4. Discussão

As apatites de Murçós (MUR-Gr1B) mostram relativamente às apatites de Ervedosa teores superiores de Na_2O, P_2O_5, FeO, enquanto os restantes constituintes apresentam teores mais ou menos próximos aos encontrados nas apatites do depósito de Ervedosa, com exceção do MnO, do Th_2O_5 e do F.

Os teores mais elevados de Na_2O e P_2O_5, e a depleção de Mn foi uma característica notada por *Rocher et al. (2024)* no depósito de Beauvoir (França) em apatites de *greisens* associados ao granito de Beauvoir, quando compararam as apatites do granito e as apatites hidrotermais tardias. Segundo estes autores, durante a evolução magmática a hidrotermal deste sistema, terá ocorrido a circulação de uma mistura de fluídos magmáticos com águas meteóricas, responsáveis por processos de greisenização, em que os teores mais elevados de Na_2O são explicados como resultado da elevada atividade entre os fluído e a rocha encaixante e de substituição com o S em condições de elevada fugacidade do oxigénio, características destes processos. Para além disto, os baixos teores de Mn detetados nas apatites deste *greisens* são explicados pela mudança para um regime dominado por fluídos predominantemente meteóricos, de temperaturas mais baixas, o que terá induzido uma maior fugacidade do oxigénio e consequente empobrecimento em Mn. Estas semelhanças encontradas com as apatites dos veios de Murçós poem em evidência que processos semelhantes poderão ter ocorrido nas fases terminais da cristalização do granodiorito de Murçós, processos estes provavelmente decorrentes da mistura de fluídos magmáticos e meteóricos que terão interagido com o granodiorito e as rochas metassedimentares encaixantes, em condições oxidantes, provavelmente associadas à abertura dos veios. Estes processos de greisenização são comprovados pela existência de *greisens* na área de Murçós.

A projeção binária MnO vs. SiO_2 mostram que efetivamente, as apatites de Murçós projetam-se no campo das apatites tipicamente hidrotermais *(Figura 390a, b)*, de acordo com os trabalhos de *Yao et al. (2017)*, *Chen & Zhang (2018)* e *Zhao et al. (2020)*, demostrando uma origem associada a processos de alteração hidrotermal. Utilizando o diagrama discriminante F/Cl vs. F desenvolvidos por *Cao et al. (2011)*, as apatites de Murçós projetam-se no campo de composições propostas para as apatites encontradas em depósitos de Sn(W), embora com uma sobreposição ao campo definido para depósitos de Mo-W.

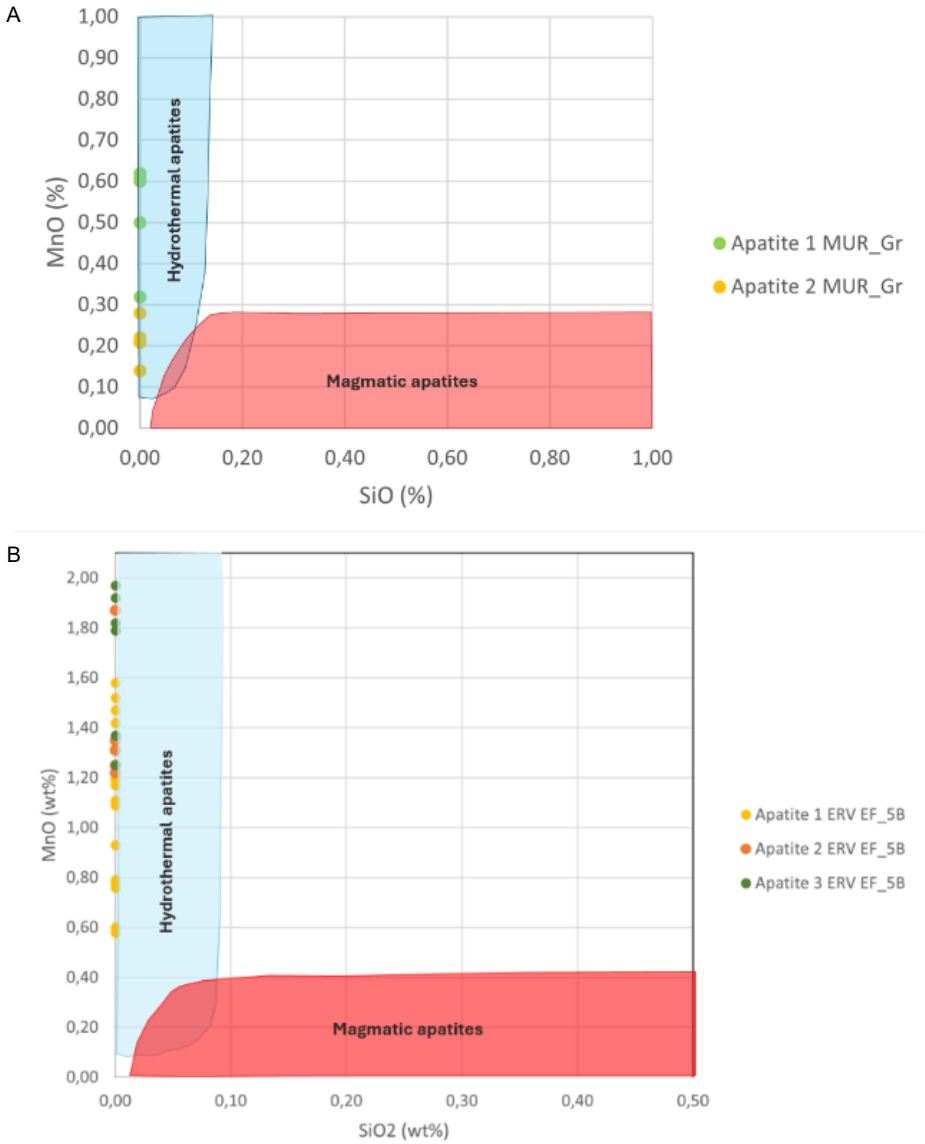


Figura 390 – Diagrama binário MnO vs. SiO2 com as projeções relativas às apatites analisadas nas amostras MUR_Gr (A) e ERV EF_5B (B) (adaptado de *Yao et al. (2017)*, *Chen & Zhang (2018)* e *Zhao et al. (2020)*).

O diagrama binário da *Figura 391* revela que em conjunto, o Mn e o Sr substituem preferencialmente o Ca, mas, no entanto, o MnO e o SrO não revelam uma correlação negativa nítida clara entre si *(Figura 392)*, pelo que não terá existido uma substituição muito ativa entre estes elementos na apatite. Isto poderá ser explicado pela reduzida abundância do Mn no fluído, devido ao aumento de fO_2, refletindo a passagem para um regime dominado por fluídos predominantemente magmáticos a meteóricos, de baixa temperatura, o que terá induzido uma maior fugacidade do oxigénio e consequente empobrecimento em Mn.

Não foi observada nenhum tipo de correlação entre o MnO e o Cl, pelo que não terá existido este tipo de substituição nestas apatites *(Figura 393)*.

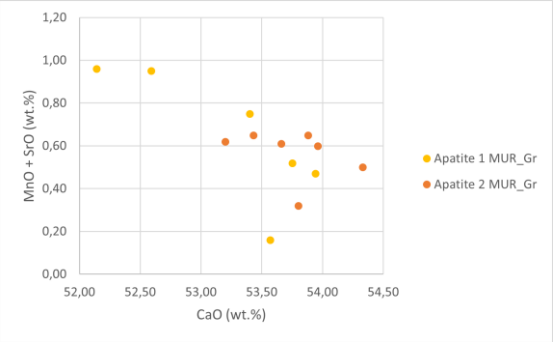


Figura 391 – Diagrama binário MnO+SrO vs. CaO relativo às apatites analisadas na amostra de um veio mineralizado do depósito de Murços.

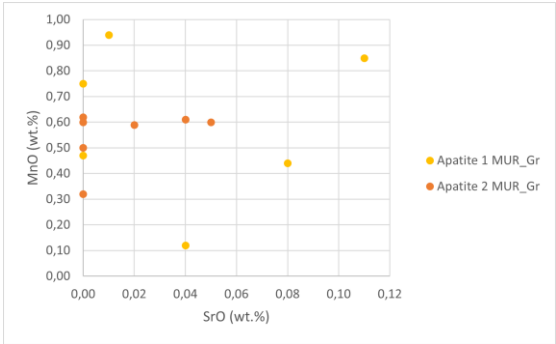


Figura 392 – Diagrama binário MnO vs. SrO relativo às apatites analisadas na amostra de um veio mineralizado do depósito de Murços.

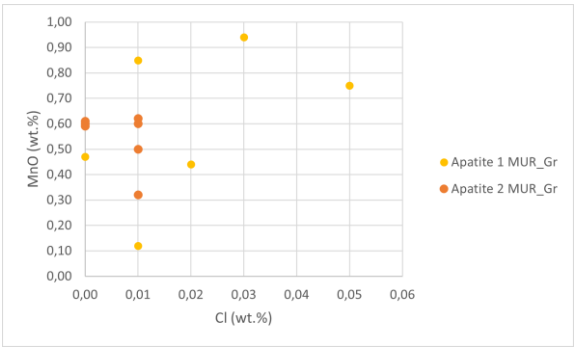


Figura 393 – Diagrama binário MnO vs. Cl relativo às apatites analisadas na amostra de um veio mineralizado do depósito de Murços.

7.8. Turmalina

7.8.1. Introdução

Os minerais que compõem o supergrupo das turmalinas, correspondem aos borossilicatos mais comuns encontrados na natureza, ocorrendo sobretudo como mineral acessório em muitas rochas magmáticas, metamórficas e sedimentares, e como mineral de ganga em mineralizações filonianas de vários tipos, sendo mais raramente é um mineral maioritário na composição da rocha, com exceção de rochas turmalinitos *(Copjaková et al., 2009; Salata et al., 2019)*.

As turmalinas correspondem a uma série mineral com uma fórmula geral, XYlo(BO_3)3Si_6Or_8(OH)+It, onde se distinguem duas posições em coordenação octaédrica: a posição Z e Y. A posição Z é tipicamente ocupada por Al, embora quantidades significativas de Fe^{2*}, Fe^{3+}, T i, Mg, Cr, e V^{3+} possam substituir o Al nesta posição *(Barton, 1969; Tsang et al., l97l; Gorelkova et al., 1978; Foit e Rosenberg, 1979; Korovushkin et al., 1979; Nuber e Schmetzer, 1979; Burns, 1982)*. A posição Y corresponde a uma posição onde podem ocorrer substituições extensas e diversas com iões de maior raio iónico monovalentes, divalentes, trivalentes e quadrivalentes *(Frondel et al., 1966; Hermon et al., 1973; Fortier e Donnay, 1975; Foit e Rosenberg, 1979)*. A posição X contém geralmente Na, mas pode, também, conter quantidades variáveis de Ca e Mg *(Foit e Rosenberg, 1979)*. O boro está em coordenação triangular regular, pelo que não exibe substituições aparentes *(Tsang e Ghose, 1973; Povondra, l98l)*. Na posição hidroxílica, quer o F^-, quer o O_{2-} podem substituir o anião OH^- *(Nemec, 1968; Foit e Rosenberg, 1979)*.

A ubiquidade da ocorrência de turmalina nos mais diversos ambientes de formação de rochas e de depósitos minerais encontra-se refletida nas várias composições químicas que podem ser encontradas nos diferentes minerais do supergrupo das turmalinas *(Foit et al., 1977; van Hinseberg et al., 2011; Henry et al., 2011; Kotowski et al., 2020)*. Considerando a especificidade da composição química das diferentes turmalinas de acordo com o seu ambiente de formação, a turmalina pode fornecer informações sobre a evolução da composição química das rochas hospedeiras e da composição dos fluídos que presidiram eventos mineralizantes, dada a sua estabilidade química termos de pressão, temperatura, composição do fluido, resistência à meteorização química e física, flexibilidade em incorporar uma vasta gama de elementos na estrutura, dependendo das condições de condições de formação *(Foit et al., 1977; Pettiiohn et al., 1979; Ertl et al., 2010; van Hinseberg et al., 2011)*. Estas particulares distintas dos

minerais do supergrupo das turmalinas, têm motivado os mais diferentes trabalhos e estudos de proveniência e indicador petrogenético nos mais diferentes contextos magmáticos *(Roda-Robles et al., 1995; Manning, 1991; London & Manning, 1995; Černý et al., 2012; Gadas et al., 2017)*, metamórficos *(Henry & Guidotti, 1985; Copjaková et al., 2009; Lussier et., 2016)*, sedimentares *(Mader, 1980; Biernacka et al., 2019; Kotowski et al., 2020)* e de depósitos minerais *(Slack and Trumbull, 2011; van Hinsberg et al., 2011; Ranta et al., 2017; Drivenes, 2022)*. No contexto dos depósitos minerais, são conhecidos em maior ou menor grau, os vastos de ambientes geoquímicos químicos e condições P-T, que ocasionam a sua formação *(Hedenquist et al., 2005)*, pelo que a ocorrência de turmalina em diversas tipologias de depósitos, são uma evidência de sua ampla gama de estabilidade em diferentes ambientes mineralizantes *(Dutrow & Henry, 2011)*, e de registar algumas das características de evolução destes sistemas *(Slack and Trumbull, 2011; van Hinsberg et al., 2011)*. Por exemplo, as variações das razões Fe^{3+}/Fe^{2+} em turmalinas associadas a mineralizações, tem sido utilizada como instrumento de monitorização das alterações no estado *redox* dos fluidos hidrotermais, já que as alterações no estado da fO_2 podem ocasionar a deposição de minérios *(Barnes, 1979; Burnham & Ohomoto, 1980; Barton, 1981; Heinrich, 1990; Linnen et al., 1995; Foley, 2011; Moore et al., 2024)*. A determinação da composição química das turmalinas é assim um bom instrumento de avaliação destas mudanças nos sistemas mineralizantes, uma vez que a sua composição é determinada em grande parte pela composição dos fluídos e/ou do encaixante, e por equilíbrios químicos com fases coexistentes *(Slack, 2002)*.

7.8.2. Jazigo de W(Sn) de Murçós

Foi selecionado um cristal euédrico cromaticamente zonado de turmalina que ocorre nos veios de Murçós (amostra MUR 85/3A), contemporânea da deposição da scheelite. No cristal em causa, destaca-se a presença de um núcleo verde-claro a azul-claro, rodeado por um bordo castanho-claro. Foram realizados um total de 10 análises pontuais no bordo e 10 análises pontuais no núcleo do cristal, perfazendo um total de 20 análises pontuais, que visaram investigar uma eventual zonalidade química coincidente com a zonalidade ótica observada, uma característica comum em turmalinas assinaladas quer em depósitos de Sn(W) como W(Sn), bem como depósitos pegmatíticos à volta do globo *(Olesch & Schubert, 1987; BaČik et al., 2012; Kotowski et al., 2020; Drivenes, 2022)*. Na *Tabela 17* pode ser consultada uma síntese dos

resultados das análises pontuais levados a cabo na turmalina, expressos em termos dos valores médios do peso de óxidos e átomos por fórmula unitária.

O cristal de turmalina analisado mostra diferenças composicionais assinaláveis ao nível do bordo e do núcleo do cristal. De um modo geral, o núcleo verde-claro a azul-claro, é consideravelmente mais pobre em Ti, Fe, Mn, Mg, Ca, Na e F, face ao bordo, enriquecido nestes elementos. Contrariamente ao núcleo, o bordo é, contudo, ligeiramente mais pobre em OH e Si. De um modo geral, as composições desta turmalina projetam-se no campo das turmalinas alcalinas *(Figura 394)*, embora o bordo se aproxime mais à extremidade do Na+K e o núcleo se aproxime do campo das turmalinas X-vacant, correspondendo de um modo global a uma turmalina com uma composição química entre as variedades Schorl e a Dravite *(Figura 395)* de acordo com o diagramas discriminantes de *Henry et al. (2011)*.

Óxido	**MUR 85/3A (Núcleo) (wt.%)**	**MUR 85/3A (Bordo) (wt.%)**
CaO	0,30	0,81
TiO_2	0,39	0,89
FeO	8,00	9,64
MnO	0,05	0,09
Na_2O	1,85	2,13
SiO_2	36,54	35,87
Al_2O_3	33,73	30,74
MgO	4,86	5,50
F	0,17	0,44
Total	85,93	86,13
Fórmula estrutural calculada na base de 29 átomos de oxigénio (apfu)		
B	3,00	3,00
Si	5,99	5,98
Al (IV)	6,00	6,00
Al (VI)	0,02	0,02
Ti	0,05	0,11
Fe	1,10	1,35
Mn	0,007	0,01
Mg	1,19	1,37
Ca	0,05	0,14
Na	0,59	0,69
OH	3,90	3,77

F	0,09	0,23
Mg/(Mg+Fe)	0,52	0,50
Fe/(Fe+Mg)	0,48	0,50
R+	0,70	0,98
R2+	2,29	2,73
R3+	6,06	6,15
Nº de análises pontuais	10	10

Tabela 17 – Resultados obtidos nas análises pontuais de microssonda no cristal zonado de turmalina proveniente do depósito de Murços, expressos em valores médio do peso dos óxidos detetados e número de átomos por fórmula unitária (apfu). R+=Na + 2Ca; R2+= Mg+Mn+Fe; R3+=Al + 4/3Ti. Analista: Sara Costa e Silva

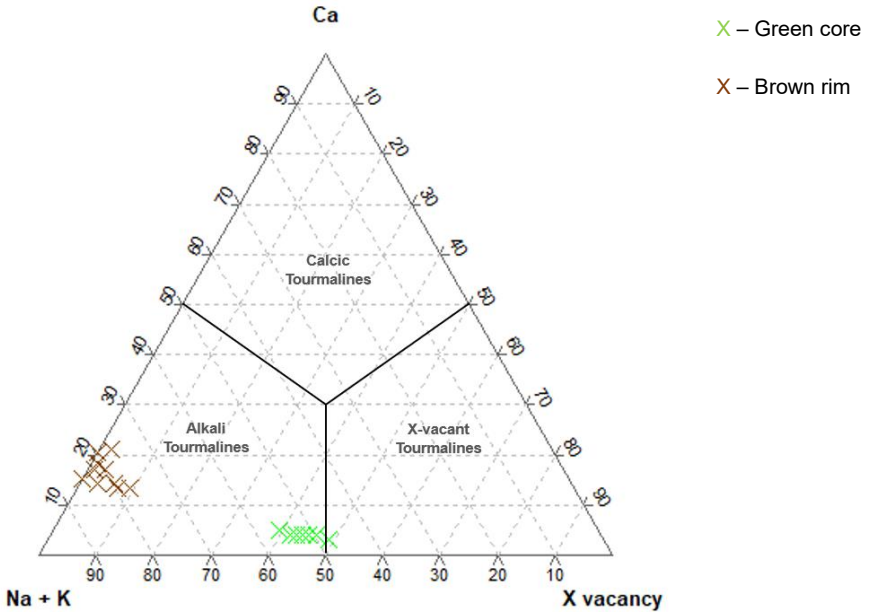


Figura 394 – Diagrama ternário de classificação Ca-Na+K-X vacancy para os minerais do supergrupo das turmalinas (adaptado de *Hawthorne & Henry, 1999*).

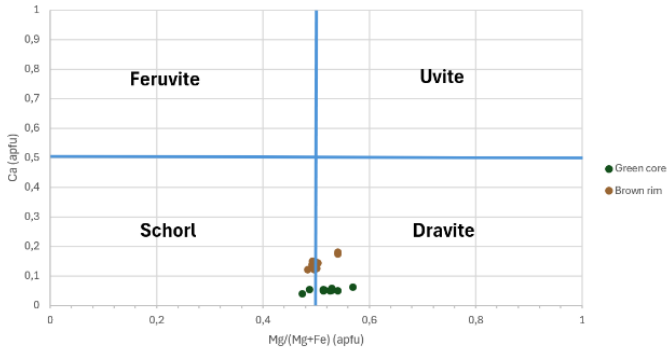


Figura 395 – Diagrama de classificação Ca vs. Mg/(Mg+Fe) de *Henry et al. (2011)*, com as projeções relativas ao núcleo e ao bordo do cristal de turmalina analisado.

7.8.3. Discussão

De acordo com *Henry & Guidotti (1985)*, apesar do grande número de substituições que podem ocorrer na estrutura cristalina das turmalinas, algumas generalizações podem ser feitas sobre a relação entre a composição da turmalina e o tipo de rocha hospedeira, verificando-se que as substituições mais importantes são feitas ao nível do Al, Ca, Fe e Mg. De acordo com este trabalho, considerando estas principais substituições, podem ser construídos diagramas ternários, que discriminam diferentes campos composicionais distintos, que permitem a identificação o tipo de rocha hospedeira das turmalinas. No caso da turmalina de Murçós, verifica-se que as composições da mesma, quer no núcleo, quer no bordo do cristal, se projetam no campo das turmalinas provenientes de granitoides pobres em Li e pegmatitos e aplitos associados *(Figura 396),* sendo por isso uma evidência de que a turmalina analisada demonstra ter cristalizado, em parte, a partir de fluidos magmáticos derivados do granodiorito de Murçós. O aumento dos teores de elementos como o Ti, Fe, Mg, Ca, Na, Si e F, poderá ser explicado com base num aumento da interação dos fluídos magmáticos exsolvidos nas últimas fases de cristalização do granodiorito de Murçós, com as rochas e com o próprio granodiorito (comprovada pela existência de *greisen*), resultando da alteração de minerais como as plagióclases e minerais ferromagnesianos como a biotite.

Para além disto, de acordo com *Ribeiro et al. (1990)* e *Pereira & Ribeiro (1992)*, na região de Murçós, podem ser observados níveis centimétricos a milimétricos de rochas carbonatadas, que poderão explicar alguma da proveniência do Ca^{2+}, necessário à precipitação de scheelite, e com os quais estes fluidos podem ter interagido. A interação dos fluidos com o granodiorito pode ser provada ao nível da composição da fase volátil das IF estudadas em minerais como a scheelite e os quartzos que lhe são contemporâneos, mostrando a presença de quantidades assinaláveis de N_2, que de acordo com *Noronha et al. (1992)*, é libertado durante a interação dos fluidos com as micas e/ou os feldspatos presentes nos granitoides. Para além disto, os apreciáveis teores de CH_4 encontrados corroboram a ideia de interação dos fluidos com metassedimentos com matéria orgânica.

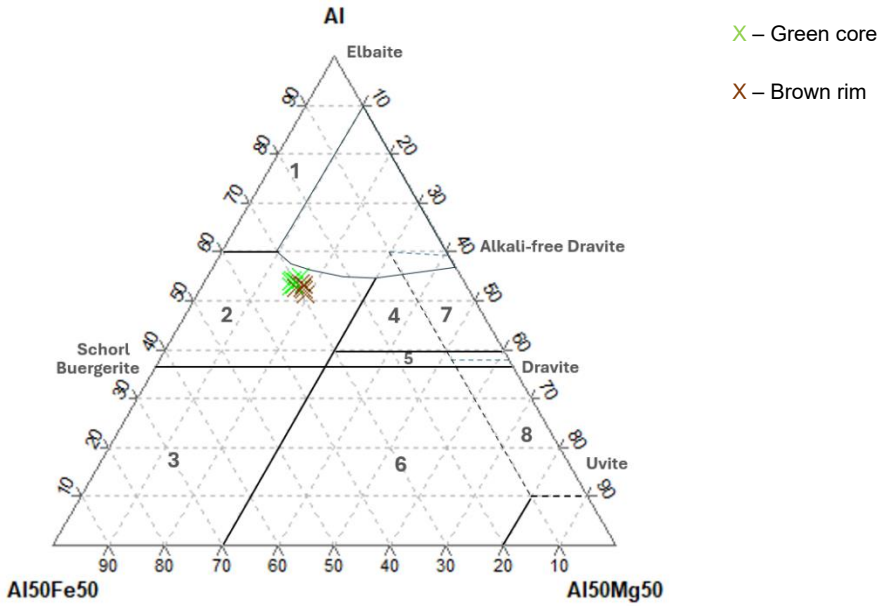


Figura 396 – Diagrama ternário discriminante Al-Al50Fe50-Al50Mg50 com as projeções relativas ao bordo e ao núcleo do cristal de turmalina analisada do depósito de Murçós. 1 – Rochas granitoides ricas em Li e seus pegmatitos e aplitos associados; 2 – Rochas granitoides pobres em Li e seus pegmatitos e aplitos associados; 3 – Granitos hidrotermalmente alterados com quartzo e turmalina; 4 – Metapelitos e metapsamitos coexistentes com uma fase saturada em Al; 5 – Metapelitos e metapsamitos não-coexistentes com uma fase saturada em Al; 6 – Rochas calco silicatadas, metapelitos e rochas ricas em Fe^{3+} compostas por quartzo-turmalina; 7 – Rochas metamórficas ultramáficas pobres em Ca e metassedimentos ricos em Cr e V; 8 – Metacarbonatos e metapiroxenitos (adaptado de *Henry & Guidotti, 1985*).

7.8.4. Depósito de W(Sn) de Agrochão

A termo comparativo, foi selecionado para as análises de microssonda eletrónica um cristal subédrico de turmalina, em associação com quartzo e scheelite do depósito de Agrochão (amostra AGR_Sch 9/23), e que de modo semelhante à turmalina descrita no depósito de Murçós, exibe um zonamento ótico, onde se distingue um núcleo verde-claro e um bordo castanho-claro, bastante contrastantes. Foi levado a cabo um total de 15 análises pontuais, distribuídas pelo bordo e pelo núcleo do cristal. Os resultados encontram-se expressos em termos dos valores médios de peso de óxidos e átomos por fórmula unitária na *Tabela 18*.

Óxido	AGR_Sch 9/23 (Turmalina) (Núcleo) (wt.%)	AGR_Sch 9/23 (Turmalina) (Bordo) (wt.%)
CaO	0,83	0,88
TiO_2	0,74	1,35
FeO	8,75	9,63
MnO	0,09	0,14
Na_2O	2,13	2,15
SiO_2	36,13	35,89
Al_2O_3	31,17	30,3
MgO	5,98	5,63
F	0,43	0,54
Total	86,34	86,46
Fórmula estrutural calculada na base de 29 átomos de oxigénio (apfu)		
B	3,00	3,00
Si	5,99	5,98
Al (IV)	6,00	5,94
Al (VI)	0,02	0,02
Ti	0,10	0,17
Fe	1,21	1,34
Mn	0,01	0,01
Mg	1,48	1,40
Ca	0,15	0,16
Na	0,68	0,70
OH	3,77	3,71
F	0,23	0,29
Mg/(Mg+Fe)	0,55	0,51
Fe/(Fe+Mg)	0,69	0,49
R+	0,98	1,00
R2+	2,70	2,75
R3+	6,12	6,16
Nº de análises pontuais	8	7

Tabela 18 – Resultados obtidos nas análises pontuais de microssonda no cristal zonado de turmalina proveniente do depósito de Agrochão, expressos em valores médio do peso dos óxidos detetados e número de átomos por fórmula unitária (apfu). R+=Na + 2Ca; R2+= Mg+Mn+Fe; R3+=Al + 4/3Ti. Analista: Sara Costa e Silva

De um modo geral, a turmalina analisada proveniente do depósito de Agrochão é composicionalmente bastante semelhante às turmalinas do depósito de Murçós, embora se assinalem algumas diferenças. O núcleo verde-claro é, comparativamente com o

bordo castanho-claro, mais pobre em Ti, Fe, e F, e mais rico em Mg e OH, apresentando razões Mg/(Mg+Fe) e Fe/(Fe+Mg) mais elevadas que o bordo do cristal.

Quer o núcleo quer o bordo apresentam quantidades muito semelhantes de Mn, Ca, Na, Al e Si. De um modo geral, as composições desta turmalina, tal como as de Murços, projetam-se no campo das turmalinas alcalinas *(Figura 397)*, do diagrama ternário de classificação do grupo de minerais da turmalina de *Hawthorne & Henry (1999)*, correspondendo em termos globais a uma turmalina com uma composição entre o schorl e a dravite no diagrama de *Henry et al. (2011)*, com o bordo a aproximar-se mais à composição da primeira variedade e o núcleo à segunda *(Figura 398)*.

A turmalina de Agrochão mostra ter uma composição mais homogénea comparativamente à turmalina do depósito de Murços, podendo dar isto uma indicação de um menor grau de substituições durante a cristalização, o que poderá estar relacionado com uma composição química ligeiramente distinta nos dois depósitos em parte devido à natureza do encaixante. De qualquer modo, de acordo com a turmalina de Agrochão exibe uma composição química consistente com uma turmalina proveniente de rochas granitoides pobres em Li, tal como mostra o diagrama discriminante de *Henry & Guidotti (1985) (Figura 399)*.

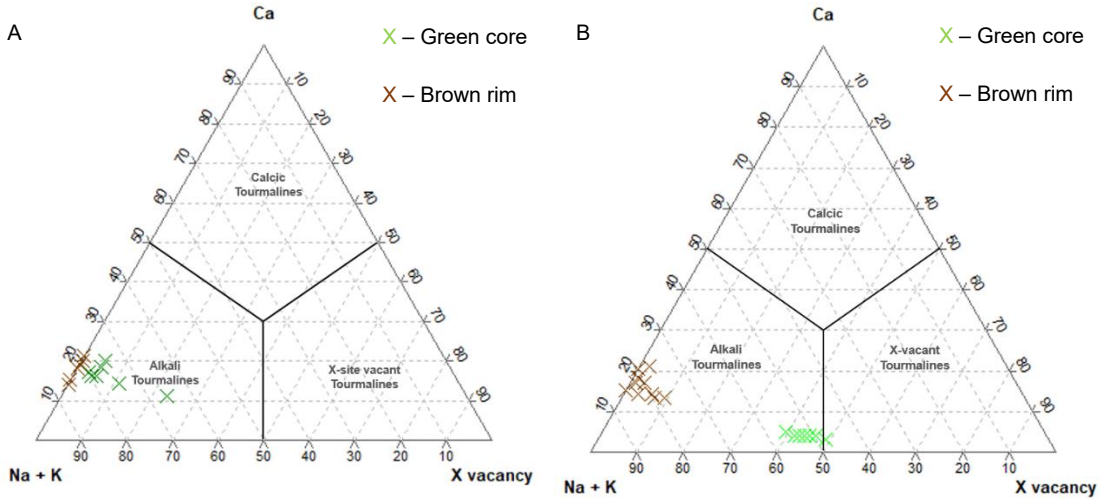


Figura 397 – Diagrama ternário de classificação Ca-Na+K-X vacancy para os minerais do supergrupo das turmalinas relativo à turmalina de Agrochão (A) e a comparação com a turmalina de Murços (B) (adaptado de *Hawthorne & Henry, 1999*).

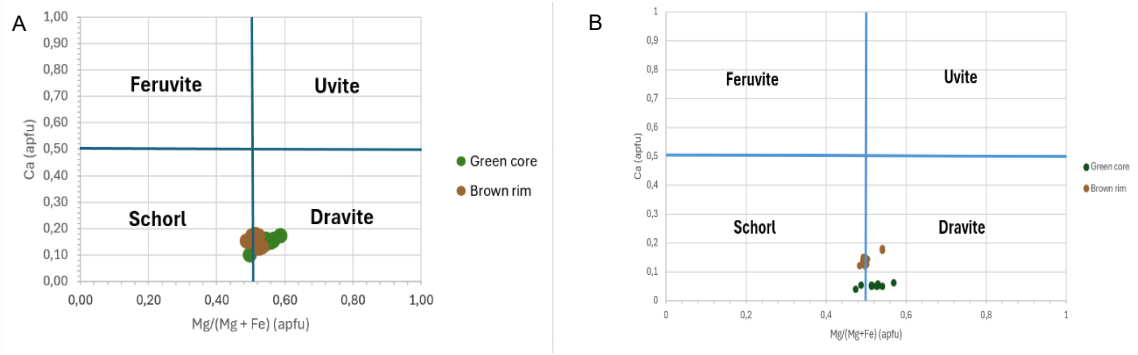


Figura 398 – Diagrama de classificação Ca vs. Mg/(Mg+Fe) de *Henry et al. (2011)*, com as projeções relativas ao núcleo e ao bordo do cristal de turmalina analisado proveniente do depósito de Agrochão (A) e a comparação com a turmalina de Murçós (B).

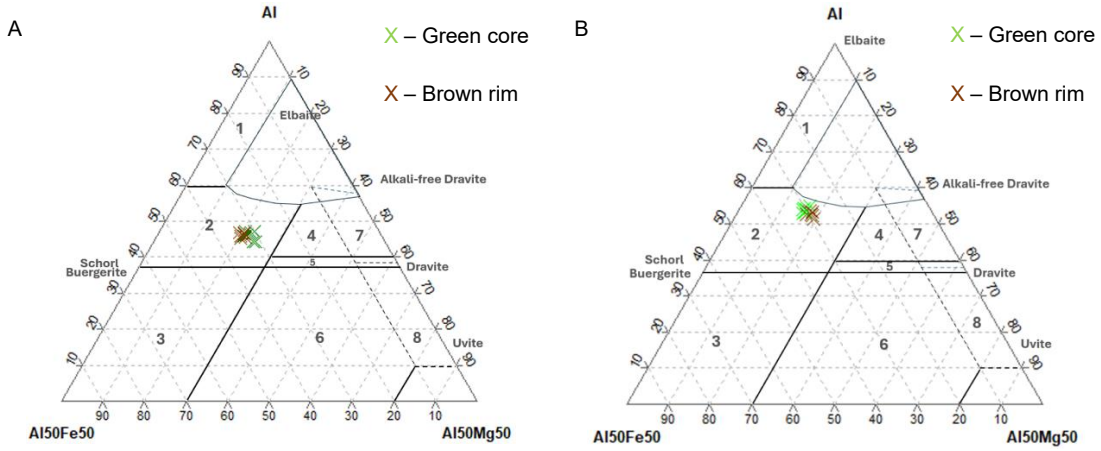


Figura 399 – Diagrama ternário discriminante Al-Al50Fe50-Al50Mg50 com as projeções relativas ao bordo e ao núcleo do cristal de turmalina analisado proveniente do depósito de Agrochão (A) e a comparação com a turmalina de Murçós (B). 1 – Rochas granitoides ricas em Li e seus pegmatitos e aplitos associados; 2 – Rochas granitoides pobres em Li e seus pegmatitos e aplitos associados; 3 – Granitos hidrotermalmente alterados com quartzo e turmalina; 4 – Metapelitos e metapsamitos coexistentes com uma fase saturada em Al; 5 – Metapelitos e metapsamitos não-coexistentes com uma fases saturada em Al; 6 – Rochas calco silicatadas, metapelitos e rochas ricas em Fe^{3+} compostas por quartzo-turmalina; 7 – Rochas metamórficas ultramáficas pobres em Ca e metassedimentos ricos em Cr e V; 8 – Metacarbonatos e metapiroxenitos (adaptado de *Henry & Guidotti, 1985*).

8. Geocronologia U-Pb

8.1. Introdução

No âmbito da presente dissertação foram selecionadas para os estudos de geocronologia U-Pb, uma amostra de cassiterite dos veios mineralizados de Murçós (amostra Mur-Cst1), assim como o granodiorito de Murçós (Mur GD B1/23), do qual foram separados e selecionados zircões para estas análises. Os concentrados com zircão obtidos do granodiorito de Murçós foram recuperados após trituração e peneiração da amostra numa coluna de crivos, procedidas por separação densimétrica com recurso a bromofórmio e iodeto de acetileno e separação magnética utilizando um separador Franzt. Os zircões foram posteriormente separados manualmente com recurso a uma lupa binocular. Foi feito o registo fotográfico dos zircões selecionados, bem como descrição da sua morfologia. As análises de datação U-Pb foram levadas a cabo com recurso a uma microssonda iónica multicoletora sensível de alta resolução SHRIMP IIe/mc (Australian Scientific Instruments), no laboratório IBERSIMS do Centro de Instrumentação Científica da Universidade de Granada (CIC-UGR), Espanha. A amostra de cassiterite do depósito de Murçós selecionada para datação U-Pb (amostra Mur 85/1A), corresponde a um cristal milimétrico de cassiterite associada a quartzo e que se encontrava previamente preparada sobre a forma de uma lâmina espessa bipolida. As datações radiométricas desta amostra foram realizadas numa colaboração entre o ICT (Instituto de Ciências da Terra – Pólo Porto) e o Laboratoire GeoRessources (Nancy, França). As análises de datação U-Pb foram realizadas com um espectrómetro de massa com plasma indutivo acoplado por setor (SF-ICP-MS) Nu Instruments AttoM^{TM} ES, no Laboratoire GeoRessources (Nancy, França). Os resultados das datações realizadas encontram-se publicados em *Carr et al. (2025)*.

No depósito de Ervedosa não foram selecionadas amostras para geocronologia, dado existirem já os dados geocronologicos Rb-Sr de *Gomes (1996)* e *Gomes e Neiva (2010)* relativos à idade do granito moscovítico de Ervedosa (327 ± 9 Ma), e as idades U-Pb calculadas por de *Zhang et al. (2019)* em cassiterites de Ervedosa (318.8 ± 5.6 Ma), pelo que não se julgou necessária a repetição das análises. No recente trabalho de *Carr et al. (2025)* sugerem novas idades U-Pb, para a cassiterite de Ervedosa (303,3 ± 5,3 Ma) e para a cassiterite de Murçós (313,7 ± 6,6 Ma), correspondendo esta última à amostra de cassiterite de Murçós selecionada para datação neste trabalho. A escolha das amostras em causa prendeu-se com o facto de no caso do depósito de Murçós, não existirem dados de geocronologia nem em minerais dos veios, nem relativamente ao

granodiorito, sendo estes dados de natureza fulcral no estabelecimento dos modelos de ligação temporal entre mineralizações e processos geológicos, nomeadamente o magmatismo félsico. O estabelecimento das idades precisas de intrusões graníticas relacionadas espacialmente com mineralizações é essencial na distinção de mineralizações sinmagmáticas, sinorogénicas ou pós-orogénicas, restringindo as estruturas tectono-magmáticas que controlam a fertilidade dos granitos em metais *(Corfu, 1988; Corfu et al., 1994; Crowley et al., 2009; Gregory et al., 2007; Schoene, 2014)*. De modo geral, a geocronologia U-Pb é indispensável para a construção de explicações coerentes e verificáveis relativamente às mineralizações, pois suporta as interpretações genéticas com base em tempo absoluto, e permite a integração de evidências geoquímicas, estruturais e geodinâmicas em modelos coerentes.

8.2. Considerações sobre o sistema U-Pb

Todos os sistemas radiogénicos conhecidos seguem a lei universal do decaimento radioativo, expressa pela equação geral seguinte:

$$N = N_0 e^{-\lambda t}$$

Onde N é o número corrente de átomos do isótopo radioativo (isótopo-pai), N_0 representa o número de átomos do isótopo-pai quando o mineral hospedeiro cristalizou, λ é a constante de decaimento do isótopo-pai e t representa o tempo decorrido desde que o sistema foi criado. O isótopo-pai, radioativo, decai para um isótopo-filho, mais estável, de acordo com uma determinada constante de decaimento (λ), própria de cada isótopo radioativo. Tendo em conta esta sistemática, o valor de N0 pode ser determinado ($N_0 = N + D$, onde D é o número atual de átomos de isótopo-filho), a partir da equação:

$$N = (N+D)\, e^{-\lambda t} \leftrightarrow t = (1/\lambda) \times \ln [(N+D)/N].$$

A aplicação destes princípios aos estudos geocronológicos tem por base o pressuposto de que os sistemas isotópicos são mantidos fechados e sem a interferência de eventos externos que possam perturbar o mesmo, fornecendo analises falaciosas ou, impossibilitando de todo o uso de análise geocronológicas. Segundo *Schoene (2014)* diferentes fatores podem perturbar os sistemas isotópicos, nomeadamente contaminação do magma durante a instalação, mistura de diferentes magmas, alterações pós-magmáticas e protólitos dos magmas com composições isotópicas distintas.

O sistema isotópico U-Pb baseia-se na ocorrência dos isótopos estáveis, ^{204}Pb, ^{206}Pb, ^{207}Pb e ^{208}Pb, dos quais os três últimos constituem isótopos radiogénicos produzidos por decaimento radioativo independente dos isótopos ^{238}U, ^{235}U e ^{232}Th, respetivamente. O ^{204}Pb corresponde a um isótopo não radiogénico. Nenhum dos isótopos parentais decaí diretamente para Pb, mas segue uma sequência de decaimentos alfa e beta (que implica a ejeção de uma partícula alfa ou beta, respetivamente), que criam uma série de isótopos filhos intermediários, com constantes de decaimento e vida e de semi-vida conhecidos *(Bateman, 1910) (Tabela 19)*.

Isótopo-pai	Isótopo-filho	$t_{1/2}$ (y)	λ (y-1)
^{238}U	^{206}Pb	4,468 x 10^{9}	1,55 x 10^{-10}
^{235}U	^{207}Pb	7, 04 x 10^{8}	9,857 x 10^{-10}

Tabela 19 – Síntese dos tempos de meia vida ($t_{1/2}$) e das constantes de decaimento estabelecidas para as sequências de decaimento do sistema U-Pb (adaptado de *Bateman, 1910*).

As sequências de decaimento terminam com os decaimentos finais, com a produção de isótopos radiogénicos de Pb, onde o ^{206}Pb corresponde ao isótopo-filho final do decaimento do ^{238}U, e o ^{207}Pb resulta do decaimento final do ^{235}U. O ^{234}U corresponde a dos isótopos intermédios na sequência de decaimento do ^{238}U. As equações seguintes demonstram as duas sequências de decaimento:

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

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

Onde Pb_o corresponde ao conteúdo de Pb inicial da amostra (t = 0) e λ^{238} e λ^{235} correspondem às constantes de decaimento do ^{238}U e do ^{235}U, respetivamente. Se Pb_o for determinável, as equações anteriores podem ser resolvidas em ordem a t, ou seja, a idade radiométrica da amostra de acordo com as seguintes equações:

$$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}) = (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_o + (^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb})\ (e^{\lambda 238 t} - 1)$$

$$(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}) = (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_o + (^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb})\ (e^{\lambda 235 t} - 1)$$

No sistema isotópico U-Pb, o geocronómetro $^{207}Pb_o/^{206}Pb_o$ não independente pode ser calculado, e que corresponde a um geocronómetro afetado em menor grau por perdas ou ganhos de Pb, já que o coeficiente isotópico do Pb é praticamente constante. Tendo

em conta o presente valor da razão $^{238}U/^{235}U=137,88$, a idade $^{207}Pb_o/^{206}Pb_o$ pode ser determinada de acordo com a seguinte equação:

$$(^{207}Pb_o/^{206}Pb_o) = (1/137,88) \times [(e^{\lambda 1 t} - 1)/(e^{\lambda 2 t} - 1)].$$

Se os isótopos radiogénicos não tiverem sido perturbados após a cristalização, então o valor de t calculado para ambas as equações, deve, em teoria, deve ser o mesmo. Nesta situação, as idades radiométricas U-Pb dizem-se concordantes, com os pontos referentes coeficientes isotópicos a projetarem-se na linha concórdia do diagrama de *Wetherill (1956)*. A partir do diagrama de concórdia, a idade da amostra é calculada utilizando a inclinação de uma reta que corta a origem e intersecta a linha concórdia nas razões correspondentes $^{207}Pb/^{235}U$ e $^{206}Pb/^{238}U$ *(Antunes, 2006)*. No entanto, num grande número de situações, não se verifica concordância, quer seja por uma correção incorreta para Pb_o, seja porque o sistema sofreu perdas/ganhos de Pb e U no período entre a cristalização e a atualidade, desencadeadas por processos como meteorização química, eventos de metamorfismo de contato e regional, processos de metamictização e mistura de domínios de diferentes idades *(Figura 400) (Stern et al., 1966; Schoene, 2014; Chelle-Michou & Schaltegger, 2023)*.

Nos casos em que se verificam perdas ou ganhos de Pb e U por abertura do sistema isotópico, as idades $^{207}Pb^*/^{235}U$ e $^{206}Pb^*/^{238}U$ são distintas, e as projeções das amostras são discordantes da linha concórdia do diagrama de *Wetherill (1956) (Figura 401)*. Nestas situações, a idade isotópica real verdadeira cristalização é determinada por uma das duas interseções da linha de discórdia, definida pelo alinhamento dos pontos discordantes com a linha concórdia, sendo a idade de cristalização fornecida pela interseção superior *(Faure & Mensing, 2005)*.

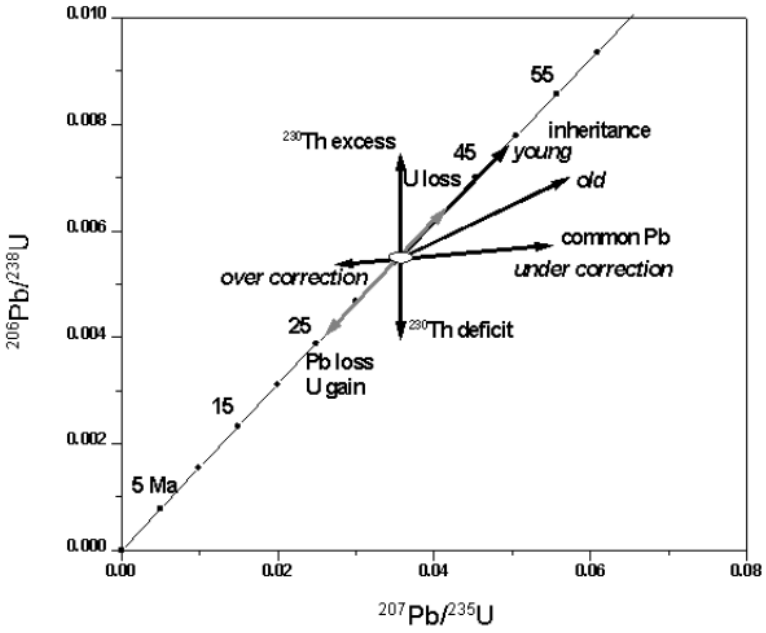


Figura 400 – Diagrama binário ilustrando a linha concórdia de *Wetherill (1956)* e o comportamento no sistema U-Pb relativamente a perdas ou ganhos de Pb e U. As setas mostram como os dados concordantes podem ser afetados por herança, perda de Pb, desequilíbrios e correções de Pb comum (Pb°) (retirado de Harrison et al., 2002).

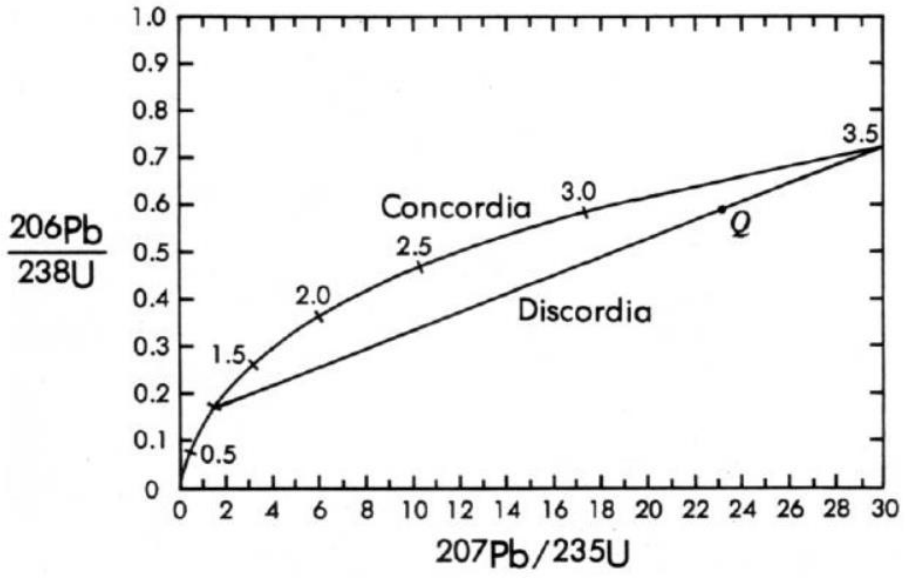


Figura 401 – Diagrama binário concórdia-discórdia U-Pb demonstrando a evolução de um sistema isotópico U-Pb hipotético. O ponto Q corresponde a um evento de perda de Pb, projetando-se sobre a linha discórdia (retirado de *Faure, 1977*).

A abundância de minerais ricos em urânio na maioria dos tipos de rochas, bem como a resistência química e física que estes exibem, constitui o maior argumento a favor do uso deste sistema em geocronologia. O zircão constitui a espécie mineral mais

largamente usada em geocronologia U-Pb por diferentes características que lhe são intrínsecas *(Hanchar e Hoskin, 2003)*, nomeadamente as suas marcadas concentrações de U e ausência de Pb na sua estrutura, corresponder a uma espécie mineral encontrada desde rochas magmáticas, metamórficas, sedimentares até veios mineralizados, assim como as elevadas temperaturas de fecho do sistema isotópico U-Pb, que ultrapassam os 800°C *(Heaman & Parrish, 1991)*. Apesar da popularidade do zircão, diferentes trabalhos abordam outros minerais com U em geocronologia U-Pb, tais como fosofatos como a monazite, apatite e xenótimo *(Harrison et al., 2002)*, bem como titanite, rútilo, baddeleyite, allanite, perovskite e cassiterite são também utilizados. De acordo com *Harrison et al. (2002)*, minerais como a apatite, monazite e xenótimo têm uma gama de estabilidade mais restrita e, em graus variáveis, retêm o Pb de forma incompleta nas condições da crosta terrestre, mas são resistentes aos danos causados pela radiação (i.e., metamictização). No que toca à geocronologia U-Pb em cassiterites, este tipo de análises tem vindo a dar provas de grande robustez na datação com grande precisão mineralizações em Sn *(Zhang et al., 2017a, b; Guo et al., 2018a, b; Neymark et al., 2018; Chen et al., 2019; Zhang et al., 2019; Lehmann et al., 2020; Moscati e Neymark, 2020; Denholm et al., 2021)*. A mais recente popularidade da aplicação desta metodologia em cassiterites advém das características deste mineral, desde logo porque a cassiterite é um minério, tendo por isso vantagens sobre minerais como o rutilo ou o zircão na datação de depósitos minerais. No caso concreto do rútilo, este pode resultar da alteração de minerais como a esfena, titanomagnetite ou ilmenite, alteração esta que pode ocorrer consideravelmente após a formação do depósito, resultando em idades mais jovens ou idades mistas *(Gulson & Jones, 2015)*. Para além da cassiterite enquanto minério melhor representar o evento mineralizante que se pretende datar, a ampla gama de condições P-T-X em que ocorre a precipitação de cassiterite, a sua elevada resistência física e química e o grande número de elementos compatíveis e incompatíveis que admite na sua estrutura, tornam este mineral útil como indicador petrogenético *(Murciego et al. 1977; Plimer et al. 1991; Serranti et al. 2002; Jiang et al. 2004; Chen et al. 2019)*. Entre estes elementos podem ser encontrados os teores moderados de U, e as concentrações moderadas a elevadas de Pb comum, que associados à elevada temperatura de fecho do isótopo Pb (até 860ºC) *(Zhang et al. 2011)* na cassiterite tornam-na adequada para datação U-Pb *(Zhang et al. 2017, 2019; Guo et al. 2018; Neymark et al. 2018; Chen et al. 2019; Cheng et al. 2019; Kendall-Langley et al. 2019; Moscati e Neymark 2019; Zhao et al. 2019; Legros et al. 2020; Lehmann et al. 2020; Mao et al. 2020; Yang et al., 2022)*.

Apesar do sistema U–Pb corresponder a uma metodologia analítica indiscutivelmente robusta e, datações absolutas de uma ampla variedade de minerais, em diversos ambientes geológicos e processos metalogénicos, a discordância constitui a maior limitação na determinação exata das idades U-Pb. A discordância, tal como previamente discutido, pode resultar de vários fatores que levaram à perturbação do sistema isotópico. Diferentes autores *(e.g. Faure, 1977; Harrison et al., 2002; Faure & Mensing, 2005; Schoene, 2014; Chelle-Michou & Schaltegger, 2023)*, sugerem que os seus efeitos podem ser em parte atenuados pela aplicação de critérios que os minerais selecionados para datação devem apresentar. Desde logo, estes minerais devem existir nas rochas em quantidades suficientemente razoáveis para a sua concentração, associado ao facto que devem ser minerais que exibam uma elevada concentração de U inicial e uma concentração insignificante de Pb radiogénico inicial, bem como uma resistência elevada à meteorização química. Para além disto, estes autores consideram ainda que os minerais selecionados devem possuir uma temperatura de fecho elevada para o sistema U-Pb.

8.3. Resultados

8.3.1. Idades U-Pb dos zircões do granodiorito de Murçós

Os zircões selecionados foram montados numa preparação de epoxy, e obtidas imagens dos mesmos em microscopia ótica e em microscópio eletrónico de varrimento, em luz transmitida, eletrões secundários e catodoluminescência. De um total de 11 zircões extraídos dos concentrados preparados, apenas 9 destes foram selecionados como representativos para análises U-Pb.

As morfologias dos cristais de zircão selecionados para datação foram analisadas, considerando as imagens em luz transmitida, em eletrões secundários e em catodoluminescência *(Figura 402)*. Tendo em conta as referidas imagens, o hábito dos cristais verifica-se variar entre cristais anédricos que foram fraturados e cristais subédricos prismáticos e pouco longos. A maioria dos cristais exibe fraturas quer perpendiculares quer paralelas ao eixo do cristal, e alguns dos cristais mostram efeitos da influência da radiação (metamictização), nomeadamente microporosidades como no caso dos zircões Mur_Zr1 e Mur_Zr2, onde neste segundo o núcleo do cristal desapareceu parcialmente. Alguns dos cristais exibem inclusões de monazite (Mur Zr_6 e Mur_Zr8). Alguns dos cristais selecionados aparentam exibir pequenos sobrecrescimentos pouco expressivos (Mur_Zr2, Mur_Zr6, Mur_ Zr7), que se parentam

como uma fina banda de tom cinzento-escuro, e melhor observável nas imagens de eletrões secundários. Em termos da estrutura interna dos cristais, a mesma é melhor caracterizável nos cristais mais conservados e de hábito prismático, correspondendo na maioria dos cristais a um zonamento oscilatório interno relativamente homogéneo, com bandas alternantes que seguem o hábito do cristal, embora se tenha verificado a ocorrer de forma mais difusa e não tão bem marcada no cristal Mur_Zr2.

Os resultados SHRIMP *(Tabela 20)*, obtidos de um total de 22 análises pontuais, mostram que os zircões do granodiorito de Murçós apresentam teores de U situados entre 260,6 e os 3418,4ppm (média = 1216,1ppm), teores de Th compreendidos entre os 170,6 e os 2994,3ppm (média = 883,2ppm) e teores de 206Pb que variam entre os 11,3ppm e os 154,5ppm (média = 55,6ppm). O valor do coeficiente Th/U dos zircões analisados varia entre 0,29 e 1,55, pelo que os zircões podem ser classificados como zircões de origem magmática *(Williams e Claesson, 1987; Kirkland et al., 2014)*. Os zircões magmáticos são geralmente caracterizados por uma relação Th/U típica > 0,5, embora sejam reportadas algumas exceções *(Hoskin & Schaltegger, 2003)*. De qualquer modo, e apesar de algumas dos pontos analisados mostrarem uma razão Th/U < 0,5, os valores dos mesmos não se aproximas dos baixos valores de Th/U para zircões metamórficos ou hidrotermais, que recaem perto ou mesmo abaixo de 0,1 *(Williams e Claesson, 1987; Rubatto, 2002)*. No entanto, alguns dos valores mais baixos do coeficiente Th/U verificados em alguns dos pontos, podem eventualmente estar relacionados com frações de zircões herdados do protólito do granodiorito de Murçós ou inclusões minerais como monazite *(Sousa Guimarães et al., 2022)*.

Ponto	U (ppm)	Th (ppm)	^{206}Pb (ppm)	Th/U	$^{204}Pb/^{206}Pb$ ± erro	Razões isotópicas corrigidas para o Pb comum				Idade (Ma) corrigidas para o Pb comum			Discordância (%)
						$^{207}Pb/^{206}Pb$ ± erro	$^{206}Pb/^{238}U$ ± erro	$^{207}Pb/^{235}U$ ± erro	ρ	$^{207}Pb/^{206}Pb$ ± erro	$^{206}Pb/^{238}U$ ± erro	$^{207}Pb/^{235}U$ ± erro	
Mur_Zr1.1	1946,4	1566,4	87,9	0,83	0,00000 ± 0,00000	0,05283 ± 0,00018	0,05220 ± 0,00067	0,38005 ± 0,00505	0,697	321,5 ± 7,6	328,0 ± 4,1	327,1 ± 3,7	5,6
Mur_Zr1.2	1538,2	1236,6	68,1	0,82	0,00004 ± 0,00000	0,05301 ± 0,00021	0,05111 ± 0,00082	0,37335 ± 0,00618	0,700	329,1 ± 8,8	321,3 ± 5,0	322,1 ± 4,5	4,2
Mur_Zr1.3	1734,2	1435,1	88,1	0,85	0,00000 ± 0,00000	0,05274 ± 0,00026	0,05867 ± 0,00072	0,42645 ± 0,00565	0,670	317,9 ± 11,0	367,5 ± 4,4	360,7 ± 4,1	0,4
Mur_Zr2.1	260,6	170,6	11,3	0,67	0,00009 ± 0,00006	0,05539 ± 0,00047	0,05004 ± 0,00104	0,38201 ± 0,00855	0,666	427,9 ± 18,8	314,8 ± 6,4	328,5 ± 6,3	5,0
Mur_Zr2.2	417,8	339,7	17,8	0,83	0,00008 ± 0,00003	0,05478 ± 0,00049	0,04921 ± 0,00088	0,37153 ± 0,00746	0,644	403,3 ± 20,2	309,7 ± 5,5	320,8 ± 5,6	6,2
Mur_Zr3.1	3418,4	2994,3	154,5	0,90	0,01897 ± 0,00022	0,06152 ± 0,01905	0,03331 ± 0,00385	0,28244 ± 0,09337	0,252	657,7 ± 553,6	211,2 ± 24,0	252,6 ± 76,8	35,4
Mur_Zr3.2	556,0	159,5	23,6	0,29	0,00000 ± 0,00000	0,05360 ± 0,00076	0,04905 ± 0,00086	0,36231 ± 0,00816	0,560	354,3 ± 31,6	308,7 ± 5,3	313,9 ± 6,1	0,4
Mur_Zr4.1	968,0	681,8	44,5	0,72	0,00002 ± 0,00001	0,05323 ± 0,00005	0,05307 ± 0,00087	0,38934 ± 0,00641	0,719	338,5 ± 2,4	333,4 ± 5,4	333,9 ± 4,7	2,6
Mur_Zr4.2	970,4	679,6	41,6	0,72	0,00003 ± 0,00002	0,05322 ± 0,00035	0,04950 ± 0,00080	0,36310 ± 0,00632	0,666	338,5 ± 14,8	311,4 ± 4,8	314,5 ± 4,7	3,0
Mur_Zr5.1	1485,6	823,5	62,8	0,57	0,00004 ± 0,00001	0,05262 ± 0,00050	0,04879 ± 0,00164	0,35380 ± 0,01234	0,692	312,3 ± 21,6	307,1 ± 10,1	307,6 ± 9,3	5,8
Mur_Zr6.1	363,6	189,3	16,3	0,53	0,00001 ± 0,00000	0,05170 ± 0,00043	0,05193 ± 0,00064	0,37000 ± 0,00546	0,597	272,1 ± 18,8	326,4 ± 3,9	319,7 ± 4,1	-3,2
Mur_Zr6.2	634,0	303,4	23,3	0,49	0,00015 ± 0,00001	0,05350 ± 0,00057	0,04228 ± 0,00072	0,31174 ± 0,00629	0,610	349,9 ± 24,0	267,0 ± 4,5	275,5 ± 4,8	-2,6
Mur_Zr6.3	1310,7	1242,7	59,3	0,97	0,00001 ± 0,00000	0,05307 ± 0,00019	0,05230 ± 0,00066	0,38252 ± 0,00502	0,692	331,9 ± 8,2	328,6 ± 4,0	328,9 ± 3,7	6,4
Mur_Zr7.1	887,6	1140,3	38,1	1,32	0,00000 ± 0,00000	0,05234 ± 0,00014	0,04962 ± 0,00081	0,35792 ± 0,00590	0,711	300,5 ± 5,8	312,2 ± 5,0	310,7 ± 4,5	3,4
Mur_Zr7.2	1076,8	1630,2	45,0	1,55	0,00000 ± 0,00000	0,05122 ± 0,00010	0,04823 ± 0,00118	0,34048 ± 0,00839	0,718	250,7 ± 4,6	303,7 ± 7,3	297,5 ± 6,3	4,8
Mur_Zr7.3	808,0	989,1	36,4	1,26	0,00000 ± 0,00000	0,05150 ± 0,00014	0,05202 ± 0,00124	0,36923 ± 0,00886	0,716	263,3 ± 6,0	326,9 ± 7,6	319,1 ± 6,6	0,6
Mur_Zr8.1	823,8	264,2	38,2	0,33	0,00034 ± 0,00001	0,05357 ± 0,00051	0,05320 ± 0,00101	0,39281 ± 0,00833	0,644	353,3 ± 21,2	334,1 ± 6,1	336,4 ± 6,1	-8,6
Mur_Zr8.2	1673,2	1513,5	74,6	0,93	0,00000 ± 0,00000	0,05215 ± 0,00015	0,05153 ± 0,00086	0,37035 ± 0,00624	0,710	291,9 ± 6,6	323,9 ± 5,2	319,9 ± 4,6	3,4
Mur_Zr8.3	1537,8	523,2	71,7	0,35	0,00012 ± 0,00001	0,05324 ± 0,00035	0,05374 ± 0,00094	0,39436 ± 0,00740	0,674	339,1 ± 15,0	337,5 ± 5,8	337,5 ± 5,4	1,6
Mur_Zr9.1	785,3	275,8	39,3	0,36	0,00462 ± 0,00006	0,11603 ± 0,00455	0,05297 ± 0,00091	0,84701 ± 0,03624	0,289	1895,9 ± 68,8	332,7 ± 5,5	623,0 ± 20,1	-20,0
Mur_Zr9.2	1681,2	517,9	73,3	0,32	0,00356 ± 0,00010	0,10723 ± 0,00381	0,04709 ± 0,00153	0,69596 ± 0,03351	0,486	1752,9 ± 63,6	296,6 ± 9,4	536,4 ± 20,3	-7,4
Mur_Zr3.3	1876,8	753,5	106,6	0,41	0,00729 ± 0,00011	0,17544 ± 0,00193	0,05693 ± 0,00270	1,37637 ± 0,06705	0,701	2610,3 ± 18,2	356,9 ± 16,5	878,9 ± 29,1	-33,0

Tabela 20 – Compilação dos resultados pontuais SHRIMP obtidos nos zircões do granodiorito de Murços selecionados para geocronologia U-Pb.

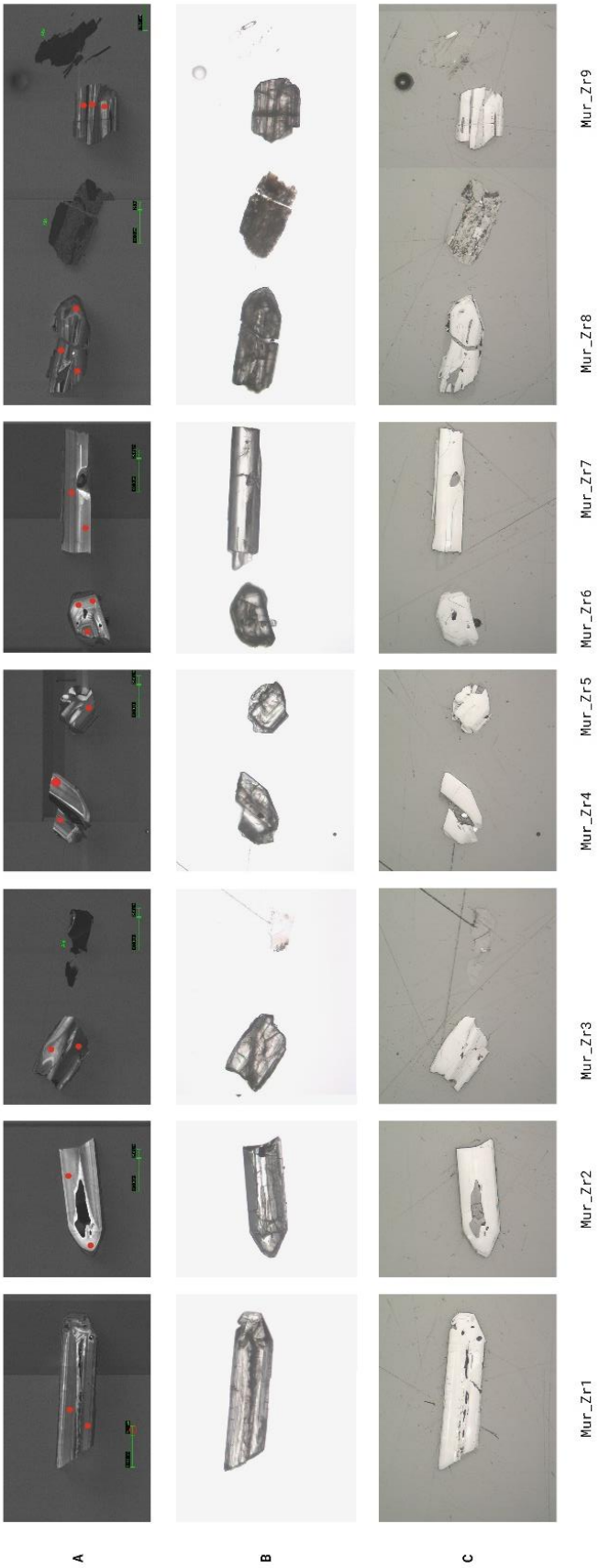


Figura 402 – Imagem compósita dos zircões selecionados para datação U-Pb. A – Imagem de eletrões secundários; B – Fotografia em luz transmitida; C – Imagem em catodoluminescência.

De acordo com Spencer et al. (2016), a percentagem de discordância aceitável em resultados de geocronologia U-Pb, corresponde a uma temática pouco discutida, e onde o filtro de discordância aceitável depende do analista ou laboratório em causa. Ainda de acordo com Spencer et al. (2016), os filtros de discordância aceitável mais comuns variam de 1% a 30%, dependendo das técnicas de processamento de dados e do nível de interpretação desejado, embora 10% seja mais comumente usado como o limite para a aceitabilidade dos dados. Nemchin & Cawood (2005), mostram, contudo, que o modo arbitrário de seleção do filtro de discordância acarreta efeitos bastantes significativos na interpretação final dos resultados. Tendo por base a maior universalidade do uso do limite de 10% de discordância, esse será o filtro aplicado aos dados deste trabalho. Considerando os dados pontuais obtidos nos zircões analisados, a maioria dos pontos (n=15) não apresenta valores de discordância que ultrapassam os 10%. Existe, contudo, um ponto cuja discordância excede os 10%, assim como pontos (n=6) que apresentam valores de discordância negativos, facto que tem vindo a ser associado a ganhos de chumbo radiogénico (Pb) ou incorporação de Pb comum não radiogénico, em vez da perda típica de Pb, que leva a discordâncias positivas (idades mais jovens) (Spencer et al., 2016). Tendo em conta as discordâncias verificadas, os pontos com discordâncias negativas ou acima de 10% foram descartados. Ainda sobre a discordância verificada nos pontos descartados, alguns destes pontos exibem valores do coeficiente 204Pb/206Pb elevados (0,00462 ± 0,00006 - 0,01897 ± 0,00022), sugerindo a presença de Pb comum como motivo principal das discordâncias verificadas. Para além disto, os pontos discordantes exibem idades 206Pb/238U, que após correção do Pb comum, são consideravelmente mais jovens do que o restante conjunto dos dados (211,2 ± 24 Ma – 312,2 Ma), confirmando a incorporação de Pb comum não radiogénico. Ocorrem ainda um ponto de elevada de discordância negativa com uma idade 206Pb/238U de 356,9 ± 16,5 Ma, e que corresponde à idade mais antiga do conjunto de pontos obtidos, e cuja idade aparenta apontar ou para um ganho de Pb radiogénico. Quando comparadas as idades 206Pb/238U e 207Pb/238U a discordância torna-se sobretudo evidente no coeficiente 207Pb/238U, onde na maioria dos pontos discordantes existem idades consideravelmente mais antigas, sobretudo num grupo de três pontos que apresentam idades compreendidas entre 623,0 ± 20,1 Ma até 878,9 ± 29,1 Ma. Apesar de estas idades pudessem levantar a suspeita da eventual presença de núcleos herdados do protólito do granodiorito de Murçós, a discordância negativa destes pontos aparenta ser devida a ganhos de Pb comum. Para além disto, as imagens de eletrões secundários (ver *Figura 402*) não evidenciam a cristalização dos zircões em torno de um núcleo herdado. Existe, contudo, um ponto de discordância muito baixa (0,4%) com uma idade

$^{206}Pb/^{238}U$ de 367,5 ± 4,4 Ma, sugerindo que neste caso único e particular, o ponto em questão poderá efetivamente representar um núcleo herdado do protólito. A projeção de todos os pontos analisados no diagrama concórdia de Wetherill antes da correção do Pb comum *(Figura 403)* mostra o grande grau de discordância que alguns destes pontos mencionados exibem.

Os restantes pontos (n=16) considerados válidos, apresentam discordâncias que se podem considerar baixas a moderadas, com valores que variam entre 0,4 a 6,4%, com razões $^{204}Pb/^{206}Pb$ baixas, que variam entre 0,00000 ± 0,0000 e 0,00034 ± 0,00001, e onde as idades $^{206}Pb/^{238}U$ obtidas se situam no intervalo compreendido entre os 307,1 ± 10,1 Ma até os 337,5 ± 5,8 Ma. A média ponderada das idades $^{206}Pb/^{238}U$ dos pontos válidos e representativos, após correção do Pb comum, corresponde a 321,0 ± 5,0 Ma (MSWD = 3,26) *(Figura 404)*, correspondendo a uma média ponderada de idades concordante com os dados estruturais e que deverá ser representativa da idade de cristalização do granodiorito de Murços. Tendo em conta as idades obtidas, e as características geoquímicas, mineralógicas e de deformação evidenciadas pelo granodiorito de Murços, pode-se afirmar que o granodiorito de Murços encaixa no grupo dos granitos *"Older"* da série calco-alcalina, designados usualmente por "granodioritos e granitos biotíticos precoces" sin-D3, com deformação variável, e com idades apontadas no intervalo entre os 320-310 Ma *(Floor, 1970; Capdevila et al., 1973; Ferreira et al., 1987)*.

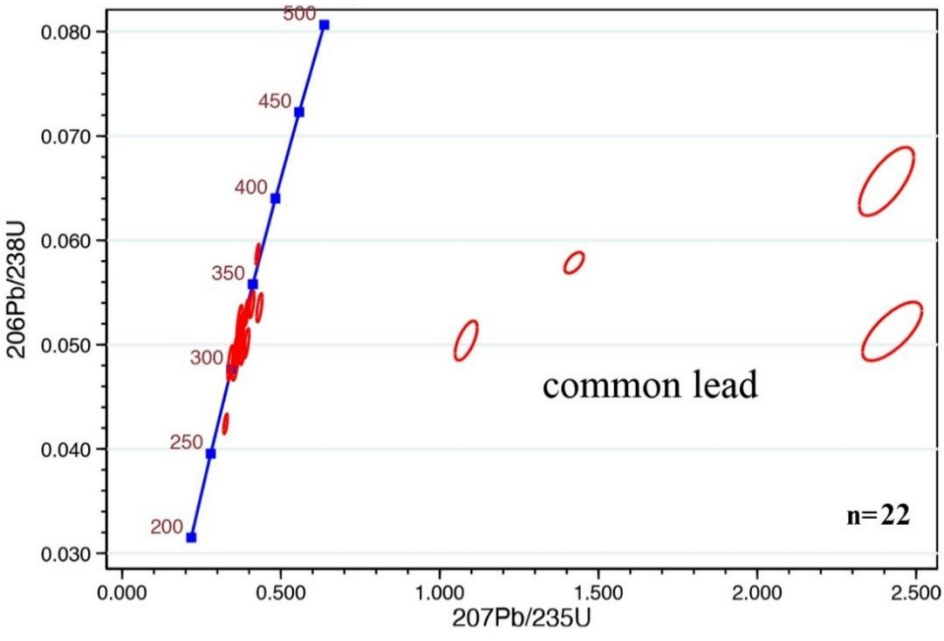


Figura 403 – Projeção dos pontos analisados sem correção do Pb comum no diagrama concórdia de Wetherill.

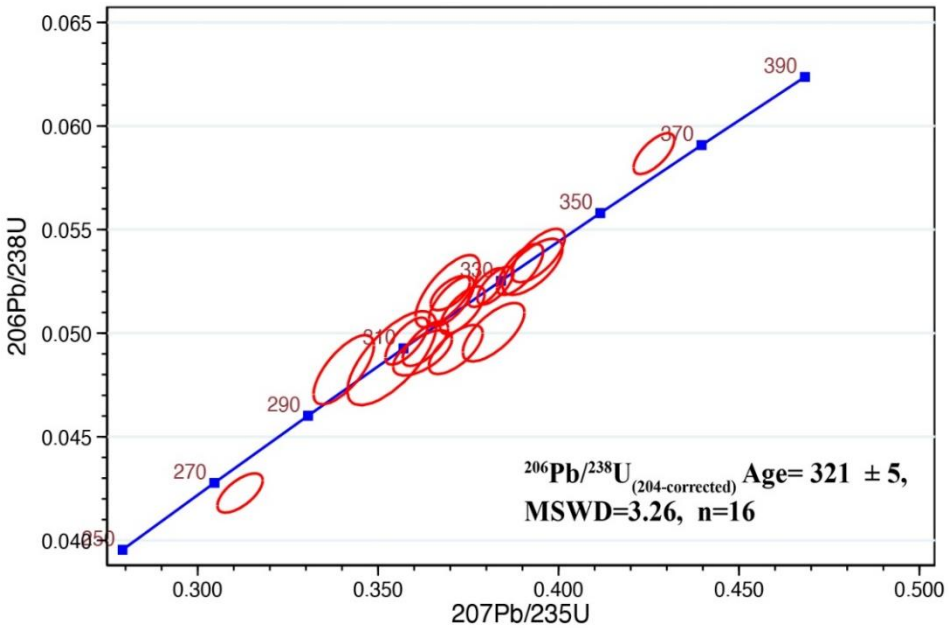


Figura 404 – Projeção dos pontos analisados após correção do Pb comum no diagrama concórdia de Wetherill.

8.3.2. Idades U-Pb da cassiterite de Murços

Foram registadas imagens em luz transmitida em nicóis paralelos *(Figura 405a)* e em nicóis cruzados *(Figura 405b)*, de maneira a avaliar particularidades texturais da cassiterite. A amostra foi posteriormente montada num pequeno copo cilíndrico com um volume inferior a 1cm^3 centrado acima do ponto de ablação na câmara principal do equipamento. As fotografias em luz polarizada, sobretudo em nicóis cruzados, não revelaram pormenores texturas importantes sobre a cassiterite, revelando, contudo, a forte recristalização sofrida pelo quartzo que a esta se encontra associado.

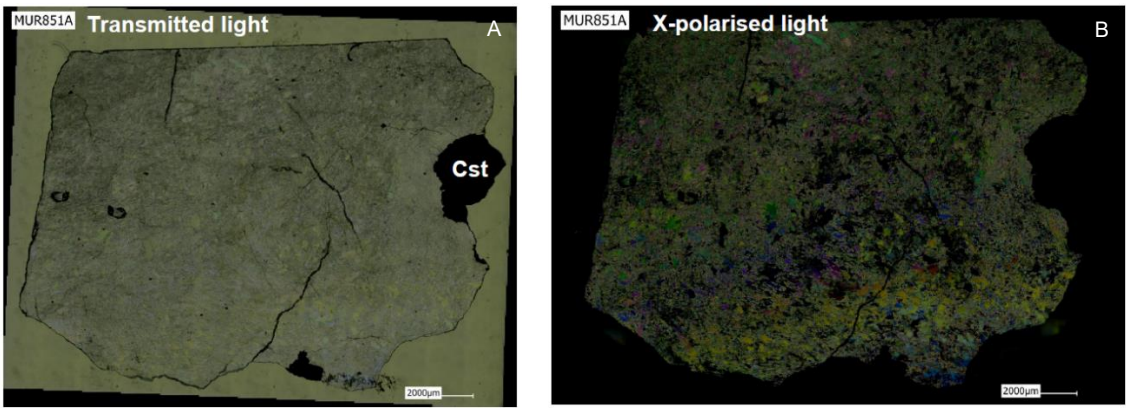


Figura 405 – Fotografias da amostra analisada em nicóis paralelos (A) e cruzados (B).

Os resultados SF-ICP-MS *(Tabela 21)*, obtidos de 24 análises pontuais (um ponto foi utilizado para obter ajuste com a linha concórdia), mostram que a cassiterite analisada exibe teores de U baixos situados entre os 0,42 e os 4,79ppm, com um valor médio de 1,08ppm. O mesmo se verifica ao nível do ^{206}Pb (0,03 – 0,27ppm, média = 0,07ppm)) e do Th (0,00 – 0,04ppm), detetado apenas em 4 análises pontuais. Tendo em conta o facto do Th apenas ser detetado em quatro das análises, a razão Th/U apenas pode ser determinada nestes pontos, situando-se entre 0,00 e 0,06. A cassiterite apresenta razões Th/U baixas a extremamente baixos (Th/U < 0,01) *(Swart and Moore, 1982; Zagruzina et al., 1987; Yang et al., 2022)*, pelo que os valores de Th/U encontrados na cassiterite de Murços são semelhantes aos valores frequentemente demonstrados na literatura. As análises U-Pb na cassiterite de Murços revelaram razões Pb/U <1 (0,06 – 0,09), indicando que o Pb radiogénico contribui significativamente para o sistema U–Pb na amostra, embora o Pb comum continue a ser detetável. Consequentemente, as idades obtidas são interpretadas utilizando a regressão de Tera–Wasserburg, que tem explicitamente em conta o Pb comum variável, e que será apresentado mais à frente. Os valores de discordância foram calculados no software IsoplotR *(Vermeesch, 2018)*, tendo em conta o filtro "*the relative age difference (%) between the 206Pb/238U and 207Pb/206Pb ages"* de acordo com *Vermeesch (2021)*.

Ponto	^{206}Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Pb/U	Th/U	Razões isotópicas				Idades (Ma) corrigidas para o Pb comum			Discordância (%)
						^{207}Pb/^{206}Pb ± erro	^{206}Pb/^{238}U ± erro	^{207}Pb/^{235}U ± erro	ρ	^{207}Pb/^{206}Pb ± erro	^{206}Pb/^{238}U ± erro	^{207}Pb/^{235}U ± erro	
MURCST9/23-5	0,11		1,71	0,06		0,0595 ± 0,0030	0,0501 ± 0,0015	0,4106 ± 0,019	0,3087	584,5 ± 109,4	314,8 ± 8,8	349,1 ± 14,7	46
MURCST9/23-4	0,04		0,53	0,08		0,0971 ± 0,0129	0,0526 ± 0,0032	0,6954 ± 0,080	0,3358	1568,3 ± 248,9	333,5 ± 18,8	545 ± 53,1	79
MURCST9/23-3	0,06		0,65	0,09		0,0834 ± 0,0072	0,0528 ± 0,0021	0,6070 ± 0,046	0,4112	1277,7 ± 168,3	331,7 ± 12,9	481,6 ± 30,2	74
MURCST9/23-2	0,05		0,60	0,08		0,0735 ± 0,0153	0,0495 ± 0,0038	0,4974 ± 0,094	0,3176	1026,9 ± 421	310 ± 21,6	411 ± 66,7	70
MURCST9/23-1	0,07	0,02	1,03	0,07	3,67	0,0586 ± 0,0060	0,0501 ± 0,0019	0,4023 ± 0,039	0,1587	551,3 ± 223,5	313,7 ± 11,5	343,6 ± 30,1	43
MURCST9/23-10	0,08		1,32	0,06		0,0505 ± 0,0034	0,0491 ± 0,0014	0,3423 ± 0,021	0,3064	217 ± 155,9	306,9 ± 9	296,7 ± 16,7	-41
MURCST9/23-9	0,04		0,53	0,08		0,0739 ± 0,0146	0,0520 ± 0,0035	0,5273 ± 0,093	0,3943	1037,8 ± 398,9	324,9 ± 23,7	429,5 ± 63,6	69

Ponto	^{206}Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Pb/U	Th/U	Razões isotópicas				Idades (Ma) corrigidas para o Pb comum			Discordância (%)
						$^{207}Pb/^{206}Pb$ ± erro	$^{206}Pb/^{238}U$ ± erro	$^{207}Pb/^{235}U$ ± erro	ρ	$^{207}Pb/^{206}Pb$ ± erro	$^{206}Pb/^{238}U$ ± erro	$^{207}Pb/^{235}U$ ± erro	
MURCST9/23-8	0,05		0,78	0,06		0,0555 ± 0,0106	0,0506 ± 0,0032	0,3827 ± 0,065	0,4790	431,4 ± 425,6	316,2 ± 19,5	330,4 ± 47,9	27
MURCST9/23-7	0,06	0,04	0,64	0,09	1,63	0,1493 ± 0,0076	0,0540 ± 0,0019	1,1140 ± 0,050	0,4141	2337,2 ± 87,1	337,4 ± 12,5	756,1 ± 26,3	86
MURCST9/23-6	0,08	0,00	1,44	0,06	21,85	0,0672 ± 0,0041	0,0454 ± 0,0014	0,4217 ± 0,023	0,3527	843 ± 127	284,9 ± 8,2	355 ± 17,3	66
MURCST9/23-12	0,07		1,23	0,06		0,0583 ± 0,0037	0,0489 ± 0,0014	0,3977 ± 0,022	0,4763	540,1 ± 138,8	307,9 ± 8,7	336,6 ± 16	43
MURCST9/23-14	0,03		0,48	0,07		0,0569 ± 0,0129	0,0520 ± 0,0044	0,4065 ± 0,079	0,4646	486,7 ± 500,4	325,3 ± 28,2	345,9 ± 59	33
MURCST9/23-15	0,04	0,00	0,57	0,07	13,54	0,0702 ± 0,0180	0,0508 ± 0,0045	0,4900 ± 0,121	0,2423	933,3 ± 526,1	318 ± 29,1	404,3 ± 83,7	66
MURCST9/23-16	0,11		1,70	0,06		0,0713 ± 0,0032	0,0520 ± 0,0015	0,5186 ± 0,023	0,0323	965,1 ± 91,6	325,2 ± 9	417,4 ± 17,9	66
MURCST9/23-17	0,27		4,79	0,06		0,0569 ± 0,0016	0,0505 ± 0,0013	0,4011 ± 0,010	0,2139	486,7 ± 62,1	315,9 ± 7,7	337,2 ± 9,6	35
MURCST9/23-18	0,04		0,63	0,07		0,0546 ± 0,0095	0,0504 ± 0,0029	0,3790 ± 0,064	0,2525	394,9 ± 390,2	314,9 ± 17,6	324,6 ± 46,9	20
MURCST9/23-19	0,07		1,09	0,07		0,0886 ± 0,0084	0,0515 ± 0,0021	0,6288 ± 0,056	0,2401	1394,7 ± 181,8	321,6 ± 12,9	492,8 ± 36,6	77
MURCST9/23-21	0,07		1,07	0,06		0,0643 ± 0,0060	0,0504 ± 0,0018	0,4455 ± 0,034	0,4829	750,6 ± 197,1	314,3 ± 11,5	372,2 ± 25,6	58
MURCST9/23-22	0,06		0,98	0,06		0,0581 ± 0,0041	0,0501 ± 0,0016	0,4026 ± 0,026	0,2948	532,6 ± 154,5	313,5 ± 9,1	340,9 ± 19,7	41
MURCST9/23-23	0,03		0,42	0,08		0,0615 ± 0,0136	0,0540 ± 0,0044	0,4535 ± 0,094	0,3042	655,8 ± 474,4	343,3 ± 27,8	386,8 ± 68	48
MURCST9/23-25	0,04		0,52	0,07		0,0700 ± 0,0115	0,0532 ± 0,0029	0,5079 ± 0,084	0,1290	927,4 ± 337,4	333,8 ± 17,2	420,3 ± 57,1	64
MURCST9/23-26	0,05		0,84	0,06		0,0572 ± 0,0051	0,0506 ± 0,0018	0,3974 ± 0,033	0,2898	498,3 ± 196,4	316,9 ± 11,9	339,6 ± 24,9	36
MURCST9/23-27	0,05		0,87	0,06		0,0503 ± 0,0073	0,0493 ± 0,0019	0,3377 ± 0,048	0,2545	207,8 ± 336,5	310 ± 11,4	298,4 ± 36,3	-49
MURCST9/23-28	0,07		1,14	0,06		0,0512 ± 0,0040	0,0504 ± 0,0017	0,3530 ± 0,024	0,4067	248,8 ± 179,8	314,9 ± 10,3	307,2 ± 18,9	-27
MURCST9/23-31	0,08		1,36	0,06		0,0491 ± 0,0033	0,0504 ± 0,0015	0,3411 ± 0,021	0,3505	151,6 157,5	315,6 ± 8,9	296,8 ± 16,3	-110

Tabela 21 – Compilação dos dados das análises pontuais de SF-ICP-MS relativos à amostra de cassiterite de Murços selecionada para geocronologia.

Quando analisados os dados relativos à razão isotópica $^{207}Pb/^{206}Pb$, todos os pontos mostram valores < 0,1, situando-se no intervalo entre 0,0491 ± 0,0033 e 0,1493 ± 0,0076. Os valores baixos da razão isotópica $^{207}Pb/^{206}Pb$ determinada para os pontos analisados, sugerem predominância de Pb radiogénico, ou seja, uma composição isotópica de Pb dominada por produtos de decaimento de U, pelo que, consequentemente as idades são controladas principalmente pelo Pb radiogénico *(Neymark et al., 2018, 2021)*. Esta observação é confirmável pelos valores da razão isotópica $^{238}U/^{206}Pb$ entre 0,0454 ± 0,0014 e 0,0540 ± 0,0019, definindo uma população estreita e coerente, consistente com um único evento de cristalização e com mínima intervenção do Pb comum. A gama restrita dos valores das razões $^{238}U/^{206}Pb$ indica uma dispersão isotópica limitada e o comportamento de um sistema isotópico U-Pb fechado ou com perturbações mínimas. Os valores de discordância obtidos nas análises pontuais mostram um elevado nível de discordância, que variam entre -110 e 77%, refletindo um sistema isotópico parcialmente aberto, provavelmente influenciado por perda de Pb radiogénico e contribuição variável de Pb comum, decorrentes de processos como circulação de fluidos. A cassiterite apresenta frequentemente um comportamento isotópico U–Pb complexo, uma vez que o seu sistema é particularmente suscetível à perda de Pb radiogénico *(Li et al., 2016)*. Embora possa incorporar quantidades consideráveis de U durante a cristalização, a cassiterita tende a conter proporções significativas e variáveis de Pb comum, além de apresentar elevada sensibilidade a processos de difusão e reequilíbrio isotópico associados à circulação de fluidos hidrotermais, deformação e recristalização pós-formacional *(Gulson & Jones, 1992; Zhang et al., 2011)*. Estudos experimentais e observações em sistemas naturais demonstram que o Pb pode ser mobilizado a temperaturas relativamente baixas, sobretudo em contextos hidrotermais, conduzindo a sistemas isotópicos parcialmente abertos e a elevados graus de discordância em idades U–Pb pontuais *(Yuan et al., 2014; Li et al., 2016)*. Consequentemente, as idades individuais de análises pontuais obtidas em cassiterites são frequentemente discordantes e pouco interpretáveis isoladamente, sendo necessária a utilização de regressões em diagramas Concordia, em particular do tipo Tera-Wasserburg, para a obtenção de idades geologicamente significativas associadas a eventos de cristalização ou mineralização *(Zhang et al., 2011; Li et al., 2016)*. Com efeito, verifica-se que a cassiterite de Murçós se encontra muito deformada, decorrentes da deformação cisalhante sofrida pelos veios mineralizados em episódios de atividade da ZCLRM. Pode-se, assim, concluir que o sistema isotópico U-Pb da cassiterite de Murçós esteve parcialmente aberto a nível de grão/domínio, existindo forte contribuição e heterogeneidade de Pb comum. A média ponderada das idades forneceu

uma idade de 313,7 ± 2,9 Ma (MSWD=0,82, ρX^2=0,7) *(Figura 406)*, correspondendo a uma média ponderada de idades concordante com os dados estruturais e que deverá ser representativa da idade de cristalização da cassiterite dos veios de Murços. Apesar da discordância verificada, as análises registam um evento isotópico comum, podendo-se considerar a idade obtida como robusta, suportada por um valor de MSWD < 1, bom alinhamento dos pontos, e um número considerável de análises pontuais.

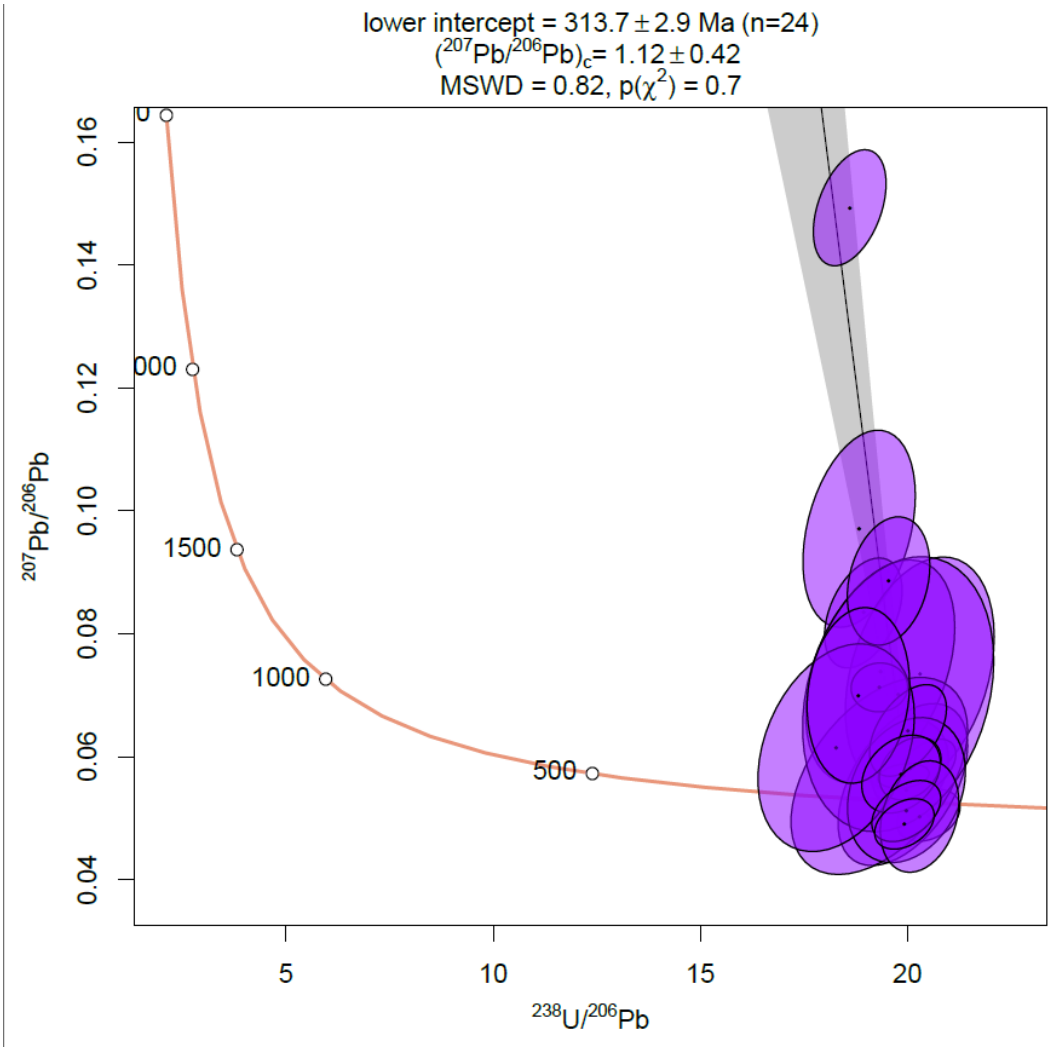


Figura 406 – Diagrama de Tera-Wasserburg relativo às idades obtidas na cassiterite de Murços analisada.

As idades U-Pb da cassiterite obtidas neste são consistentes com o período de instalação dos granitoides peraluminosos sin-D3, e subsequentes episódios de mineralização estanífera espacialmente relacionadas com os granitos, algo amplamente documentado no Maciço Hespérico. Estes depósitos encontram variabilidade entre si no estilo de mineralização e minerais presentes, mas são tradicionalmente considerados

de origem magmático-hidrotermal *(Arribas, 1980; Duong et al., 1980; Gumiel, 1981; Tornos et al., 2008; Chicharro et al., 2016; Lecumberri et al., 2017; Roda-Robles et al., 2018; Codeço et al., 2019)*. Em Portugal e Espanha, as mineralizações de cassiterite em sistemas hidrotermais espacialmente relacionados com granitos peraluminosos, nos trabalhos mais recentes apresentam tipicamente idades do Carbonífero Superior ao Pérmico Inferior (~ 320-300 Ma) *(Melleton et al., 2011; Zhang et al., 2019)*. Por exemplo, a datação U-Pb em cassiterite, rútilo e apatite do depósito Panasqueira restringe a mineralização entre cerca de 305 e 296 Ma, enquanto as idades $^{40}Ar/^{39}Ar$ obtidas em moscovites indicam eventos de arrefecimento/sobreposição hidrotermal ligeiramente mais recentes *(Borrajo et al., 2024)*. Idades U-Pb semelhantes foram relatadas em vários depósitos de pegmatitos e veios de Sn-(Ta-Li) no norte da Península Ibérica *(Zhang et al., 2019; Carr et al., 2025; Derré et al., 1982; Noronha et al., 2013; Roda-Robles et al., 2018)*, onde a cassiterite e minerais do grupo da columbite apresentam idades entre ~ 319 e 307 Ma, sugerindo uma ligação genética com granitos peraluminosos sin- a tardi-variscos. As idades reportadas são consistentes e semelhantes às reportadas com as de outras regiões do varisco europeu, tais como no Maciço Central Francês, na região de Erzgebirge, na República Checa e na Cornualha *(Zhang et al., 2017; Harlaux et al., 2018; Moscati e Neymark, 2020)*. A relação temporal entre as mineralizações de cassiterite e a instalação dos granitos é ainda mais reforçada pelas idades U-Pb em zircões zircão e da monazite dos granitos *(Borrajo & Tornos, 2024)*, que se situam normalmente no intervalo de ~ 312-309 Ma, indicando que a mineralização do Sn se desenvolveu pouco depois ou contemporaneamente à cristalização dos granitos. Os dados de geocronologia existentes revelam, assim, que as mineralizações de Sn espacialmente associadas a granitos peraluminosos variscos, é o resultado de sistemas magmático-hidrotermais de alta intensidade de circulação de fluidos por longos períodos de tempo, desenvolvidos durante as fases finais da instalação e evolução dos granitos, com as idades U–Pb em cassiterites a fornecer as restrições mais diretas sobre idade das mineralizações em Sn.

No caso da cassiterite de Murçós analisada, cuja idade obtida é de 313,7 ± 2,9 Ma, em comparação com a idade U-Pb obtida nos zircões selecionados no granodiorito de Murçós (321,0 ± 5,0 Ma), as idades não são muito afastadas temporalmente. No entanto, como fora provado pelos dados de geoquímica de rocha-total levados a cabo no granodiorito, esta rocha não corresponde à fonte do W e Sn. Pelo contrário, os dados estruturais, geoquímicos e geocronológicos sugerem de modo muito forte que as mineralizações em scheelite e cassiterite em Murçós se encontram geneticamente

relacionadas com as evidências de magmatismo mais leucocrático mais peraluminoso em Murçós, nomeadamente as fácies já descritas do granito moscovítico-biotítico e do microgranito com fosfatos. Pelas suas características petrográficas, texturais, mineralógicas e geoquímicas, estas fácies são mais tardias do que o granodiorito, encaixando-se no grupo dos granitoides sin-D3.

9. Isótopos de oxigénio (O), hidrogénio (H) e enxofre (S)

9.1. Métodos e materiais

No âmbito do presente trabalho, foram selecionadas um total de 7 amostras dos veios mineralizados dos depósitos de Ervedosa e Murçós, para análises de isótopos estáveis de O, H e S, tal como pode ser consultado na *Tabela 22*. Para as análises de $\delta^{18}O$ e δD foram selecionadas amostras de quartzo e cassiterite dos veios de Ervedosa e quartzo, scheelite e cassiterite dos veios de Murçós. As análises de isótopos estáveis de S ($\delta^{34}S$) foram selecionados em ambos os casos amostras de arsenopirite. As amostras dos minerais escolhidos foram moídas finamente com recurso a um almofariz e crivadas, ao qual se seguiu uma inspeção da amostra em lupa binocular de modo a remover quaisquer impurezas contidas nas amostras. As análises de isótopos estáveis foram levadas a cabo no laboratório Nucleus (Univesidade de Salamanca, Espanha), com a determinação das razões isotópicas por espectrometria de massa de fonte gasosa no modo *«Dual Inlet»* utilizando um espectrómetro SIRA-II. As determinações realizadas incluíram:

- obtenção de H_2 para determinação das razões isotópicas D/H por fusão em linha de vácuo e redução por meio de urânio empobrecido;
- obtenção de CO_2 para a determinação das razões isotópicas $^{18}O/^{16}O$ em silicatos e óxidos por meio de fluoretação a laser;
- obtenção de SO_2 para determinação das razões isotópicas $^{34}S/^{32}S$ na “Linha do S”;
- determinação das razões isotópicas por espectrometria de massa de fonte gasosa no modo *«Dual Inlet»* utilizando um espectrómetro SIRA-II.

As análises de isótopos estáveis nos diferentes minerais selecionados tiveram como objetivo ajudar a restringir os dados dos estudos de inclusões fluidas levadas a cabo nos minerais selecionados e o cálculo da trajetória P-T de cristalização e arrefecimento dos diferentes sistemas mineralizados. As temperaturas de equilíbrio dos isótopos de oxigénio entre os minerais selecionados ajudarão a estabelecer uma relação entre a origem do mineral e o fluido aprisionado.

Depósito	Nome da amostra	Mineral	Tipo de análise
Ervedosa	Erv1_Qz	Quartzo	$\delta^{18}O$, δD
Ervedosa	Erv2_Cst	Cassiterite	$\delta^{18}O$, δD
Ervedosa	Erv3_Aspy	Arsenopirite	$\delta^{34}S$
Murçós	Mur1_Sch	Scheelite	$\delta^{18}O$, δD
Murçós	Mur2_Qz	Quartzo	$\delta^{18}O$, δD
Murçós	Mur3_ Aspy	Arsenopirite	$\delta^{34}S$
Murçós	Mur4_Cst	Cassiterite	$\delta^{18}O$, δD

Tabela 22 – Síntese das amostras analisadas em cada depósito e o tipo de análise de isótopos estáveis analisados em cada amostra.

9.2. Considerações sobre os isótopos estáveis de O e H

O oxigénio (O), a par do carbono (C), do enxofre (S) e do hidrogénio (H), pertencem ao grupo de elementos que podem ter isótopos estáveis, isto é, mesmo número de protões (Z), mas números distintos de neutrões (N). As composições isotópicas de hidrogénio e oxigénio de minerais e rochas em sistemas hidrotermais têm sido amplamente aplicadas ao estudo da génese de depósitos minerais e dos fluidos associados, nomeadamente ao nível da determinação da temperatura de cristalização dos minerais, das fontes dos fluidos, das proporções da interação água/rocha e da extensão do equilíbrio químico *(Engel et al., 1958; Zhensheng & Ligang, 1992; Nesbiti, 1996; Ohmoto and Goldhaber, 1997; Taylor, 1997; Bakker et al., 2012; Huston et al., 2023)*.

No que toca ao O, são reconhecidos três isótopos naturais, correspondentes ao ^{16}O, ^{17}O e ^{18}O, com uma abundância terrestre de 99, 762%, 0, 038%, e 0, 200%, respetivamente *(Faure & Mensing, 2005)*, todos eles estáveis, o que seja, que não sofrem decaimento radioativo a taxas significativas. O H tem dois isótopos estáveis, correspondendo ao ^{1}H e ^{2}H, com abundâncias terrestres aproximadas de 99,9844% e 0,0156%, respetivamente *(Way et al. 1950)*. O ^{2}H é frequentemente designado por deutério e representado com D. Desde o início da década de 1970, o estudo dos isótopos O, fundamenta-se na interação água-rocha e na temperatura *(Ohmoto et al., 1974; Taylor, 1977; Campbell et al., 1984)*. Este fundamento, tem vindo a ser aplicado, aliás na exploração geoquímica, como mostram vários estudos onde as proporções de isótopos estáveis são comumente alteradas nas rochas que encaixantes de mineralizações, comparativamente com as rochas não afetadas pela alteração hidrotermal, sendo possível o reconhecimento de auréolas de alteração da composição em isótopos estáveis, pelo que constitui uma ferramenta de grande potencial na identificação de

áreas mineralizadas *(Engel et al., 1958; Taylor, 1974; Criss and Taylor, 1983; Criss and Campion, 1991; Criss et al., 1991; Kesler et al., 1995)*. Por outro lado, o deutério tem vindo a ser utilizado, essencialmente, como indicador da origem dos fluidos.

Diferentes processos de natureza químico-física podem perturbar a composição isotópica do oxigénio dos sistemas naturais. Essas perturbações estão principalmente relacionadas com as diferentes massas isotópicas, com energias vibracionais e reações cinéticas também diferentes *(Faure & Mensing, 2005)*. Os isótopos mais pesados formam ligações ligeiramente mais fortes, vibram mais lentamente e movem-se mais lentamente do que os mais leves. Assim, o fracionamento em equilíbrio (controlado pela energia das ligações e dependente da temperatura) e fracionamento cinético (dependente da massa e/ou da taxa de reação), correspondem aos dois principais mecanismos responsáveis pelo fracionamento em massa dos isótopos de O e H, com importância distintas num e noutro caso, assim como comportamentos distintos por parte dos isótopos *(Ohmoto et al., 1974; Taylor, 1977)*. No que diz respeito ao O, o forte fracionamento em equilíbrio ocorre porque o O participa de várias ligações covalentes fortes (ex: Si–O, Sn–O, W–O), ligações estas que exibem diferenças consideráveis entre si no que toca à energia vibracional mais baixa possível dependendo da temperatura, pelo que o fracionamento isotópico do O é sobretudo controlado por esta variável, embora seja sensível às estruturas cristalinas dos minerais e ao tipo de ligação *(Ohmoto et al., 1974; Taylor, 1977)*. De tal modo a temperatura é um fator crucial no fracionamento isotópico do O, que os valores de $\delta^{18}O$(mineral) sozinhos são ambíguos, sendo necessária uma correção da temperatura recorrendo aos dados de microtermometria obtidos nos minerais analisados, de modo a obter o valor de $\delta^{18}O$ real, já que, pelo acima descrito, os valores de $\delta^{18}O$ são sobretudo uteis na interpretação do historial de interação fluido-rocha, já que O é um elemento abundante nas rochas, e que associado à circulação de fluidos a condições de elevada temperatura durante um intervalo de tempo suficiente, levam os valores de $\delta^{18}O$ do fluido a aproximarem-se progressivamente dos valores de $\delta^{18}O$ das rochas afetadas pelo fluido. Assim, o valor de $\delta^{18}O$ do fluido é uma função de variáveis como a composição do fluido inicial, da composição das rochas por onde o fluido circulou, da temperatura e do grau de interação fluido-rocha. O fracionamento cinético do O em fluidos hidrotermais é geralmente mínimo e de fraca importância, mas pode ocorrer em situações particulares como precipitação rápida de quartzo, difusão em géis de sílica e processos superficiais de baixa temperatura *(Ohmoto et al., 1974; Taylor, 1977; Faure & Mensing, 2005)*.

O fracionamento isotópico em equilíbrio do hidrogénio, por seu turno, é extremamente suscetível ao fracionamento cinético, não só pela maior diferença relativa de massa entre os isótopos (^{1}H vs ^{2}H), como as taxas de difusão rápidas. Os principais mecanismos envolvidos no fracionamento isotópico do H correspondem *(Way et al. 1950; Pollard et al., 1987; Hoefs, 2018)*:

- ao *boiling*/separação de fases, resultando numa fase de vapor empobrecida em deutério, um fluido residual enriquecido em D, e com pouca a nenhuma perturbação dos valores $\delta^{18}O$. A projeção binária dos valores de $\delta D–\delta^{18}O$ neste caso, resulta em projeções que definem tendências inclinadas.
- à evaporação, com forte depleção de D numa fase de vapor;
- à difusão, com perda preferencial de ^{1}H e potencial alteração dos valores de δD dos fluidos aprisionados nas inclusões fluidas.

O fracionamento isotópico do H, é, ainda, fracamente afetado pela interação fluido-rocha, já que o H é escasso na maioria das rochas, pelo que a interação dos fluidos com as rochas em pouco altera o valor de δD inicial do fluido, pelo que δD corresponde a uma ferramenta mais robusta na determinação da origem dos fluidos. Isto é exceção na presença de minerais hidratados e de defeitos OH em quartzos.

Em suma, as análises de isótopos de H e O de fluidos preservados em inclusões fluidas constituem uma ferramenta eficaz na exploração mineral e na construção de modelos metalogénicos. Uma vez que as inclusões fluidas representam as amostras mais diretas de paleofluidos envolvidos na formação de minérios, a sua composição isotópica fornece restrições críticas sobre a origem, evolução e trajetórias dos fluidos mineralizantes. Os isótopos de hidrogénio (δD) correspondem a marcadores particularmente eficazes da fonte do fluido, permitindo a discriminação entre fluidos meteóricos, magmáticos, metamórficos e basinais, uma vez que os valores δD são apenas fracamente afetados pela temperatura e pela interação água-rocha. Em contrapartida, os isótopos de oxigénio ($\delta^{18}O$), quando combinados com estimativas independentes de temperatura a partir da microtermometria de inclusões fluidas, permitem a reconstrução da composição $\delta^{18}O$ dos fluidos formadores de minério e fornecem informações sobre o grau de interação fluido-rocha, mistura de fluidos e evolução térmica dos sistemas hidrotermais. O comportamento complementar dos isótopos H e O permite, portanto, uma interpretação mais robusta do que qualquer um dos sistemas isoladamente. Na exploração mineral, os dados isotópicos de H–O dos fluidos aprisionados em inclusões fluidas, tem vindo a auxiliar na identificação das fontes

fluidas e processos associados a sistemas hidrotermais férteis, distinguir fluidos mineralizantes de fluidos estéreis, e, em fases mais tardias, restringir a escala e a intensidade da circulação hidrotermal. Em estudos metalogénicos, estas assinaturas isotópicas são fundamentais para testar hipóteses genéticas, avaliar os papéis relativos dos diferentes fluidos que possam ter estado envolvidos nas mineralizações, e reconstruir a evolução dos fluidos. Quando integrados com os dados de química mineral, a paragénese, a geocronologia e a análise estrutural, os dados isotópicos contribuem decisivamente para o desenvolvimento de um modelo metalogénico mais coerente e preditivo.

O fracionamento isotópico de um determinado isótopo estável é frequentemente representado pela seguinte equação geral:

$$\alpha = RA/RB,$$

onde α é o fator de fracionamento, fortemente dependente da temperatura (T), e R, o coeficiente entre os isótopos pesados (A) e leves (B) de um dado elemento químico em duas fases de um sistema em equilíbrio. Tendo em conta que a abundância absoluta de isótopos estáveis pesados é muito baixa, a composição isotópica de uma dada amostra é expressa como o parâmetro δ, que compara a razão isotópica R da amostra com a razão isotópica R de um determinado padrão, é determinado a partir da equação:

$$\delta\ (‰) = (\ (R_{amostra} - R_{standard}) - 1\ ) * 1000$$

Adaptando a equação aos casos particulares do O e do H, as equações para determinar δ (‰), são expressas da seguinte forma, respetivamente:

$$\delta^{18}O\ (‰) = (\ (^{18}O/^{16}O)_{amostra}/(\ ^{18}O/^{16}O)_{VSMOW} - 1\ ) * 1000$$

$$\delta D\ (‰) = (\ (^{2}H/^{1}H)_{amostra}/(^{2}H/^{1}H)_{VSMOW} - 1\ ) * 1000$$

No que diz respeito aos standards utilizados, existem diferentes standards como o VPDB (Vienna Pee Dee Belemnite) ou o V-SMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water) *(Hoefs, 1997)*, mas a maioria dos trabalhos adota o standard SMOW (Standard Mean Ocean Water), semelhante isotopicamente às águas dos oceanos. Relativamente aos intervalos de valores de $\delta^{18}O$ e δD nos diferentes fluidos observados na natureza, estes correspondem a valores empíricos não fixos, que tem vindo a ser refinados nas últimas décadas, baseados em inúmeras análises isotópicas em fluidos meteóricos, magmáticos, metamórficos e basinais, e onde os intervalos de valores de $\delta^{18}O$ e δD recorrentemente citados, provêm principalmente de compilações de dados globais de

águas naturais, estudos de fluidos hidrotermais e mineralizantes e trabalhos experimentais e teóricos sobre a interação água-rocha *(Craig, 1961; Taylor, 1974, 1977; Ohmoto & Rye, 1979; Sheppard, 1986; Sharp, 2017; Hoefs, 2018)*.

No que diz respeito aos fluidos meteóricos, os intervalos de $\delta^{18}O$ situam-se entre ≈ -15 até 0 ‰, enquanto os intervalos de δD variam entre ≈ -120 até -40 ‰, quando utilizado o standard Global Meteoric Water Line (GMWL) (Linha da água meteórica global, sendo extremamente dependentes de fatores como a latitude, altitude e o paleoclima *(Craig, 1961; Dansgaard, 1964; Sheppard, 1986; Sharp, 2017)*. No caso das águas dos oceanos, os valores dos intervalos observados para $\delta^{18}O_{VSMOW}$ e δD_{VSMOW} aproxima-se frequentemente de 0‰ *(Craig, 1961; Hoefs, 2018)*. As águas de origem primariamente magmática, os valores dos intervalos de $\delta^{18}O_{VSMOW}$ tem vindo a ser registados desde +5 até +10‰, e os intervalos de δD_{VSMOW} a situarem-se desde aproximadamente -80 até -50 ‰ *(Taylor, 1974, 1977; Ohmoto & Rye, 1979; Sheppard, 1986)*. Os fluidos de origem metamórfica, tem vindo a demonstrar valores dos intervalos de $\delta^{18}O_{VSMOW}$ que vão desde aproximadamente de +5 até +25 ‰, e intervalos de de δD_{VSMOW} compreendidos entre -60 e -20‰ *(Taylor, 1977; Sheppard, 1986; Hoefs, 2018)*. As águas associadas a bacias sedimentares registam intervalos de $\delta^{18}O_{VSMOW}$ extremamente variáveis, que podem ir desde -5 até acima de +15 ‰, e intervalos de δD_{VSMOW} também variáveis (-120 até -20 ‰), em consequência da forte influência que fatores como a evaporação, a mistura com águas meteóricas modificadas e os longos períodos de interação água-rocha nas bacias sedimentares *(Sheppard, 1986; Sharp, 2017; Hoefs, 2018)*. No que diz respeito aos fluidos envolvidos nas mineralizações de Sn e W e a sua origem, os fluidos magmáticos-hidrotermais primários, tem vindo a ser reportados intervalos de $\delta^{18}O_{VSMOW}$ situados entre aproximadamente +7 até -12‰, e intervalos de δD_{VSMOW} entre -80 e -50‰ *(Taylor, 1979; Sheppard, 1986; Audétat et al., 2000; Hoefs, 2018)*. Os fluidos magmáticos modificados por interação fluido-rocha, tem vindo a mostrar intervalos de $\delta^{18}O_{VSMOW}$ que variam geralmente entre +10 e +16‰, assim como intervalos de δD_{VSMOW} que vão desde -70 até -40‰ *(Taylor, 1974, 1977; Plimer, 1987; Pollard et al., 1987; Hoefs, 2018)*. Os fluidos de origem metamórfica ou crustal que podem estar envolvidos em mineralizações de Sn e W mostram geralmente intervalos de $\delta^{18}O_{VSMOW}$ que podem ir desde +12 até +20‰, e intervalos de δD_{VSMOW} observados entre -60 a -30‰ *(Taylor, 1977; Yardley & Graham, 2002; Hoefs, 2018)*. As misturas de fluidos magmáticos e meteóricos, geralmente tardios e formados em níveis estruturais pouco profundos, tem vindo a registar intervalos de $\delta^{18}O_{VSMOW}$ relativamente restritos, desde +4 até +9‰, e intervalos de δD_{VSMOW} que vão dos -90 até -60‰ *(Taylor, 1974; Sheppard, 1986;*

Wilkinson et al, 1996). Os fluidos associados à formação de *skarns*, por metassomatismo de carbonatos, demonstram intervalos de $\delta^{18}O_{VSMOW}$ geralmente compreendidos entre +6 e +14‰, bem como intervalos de δD_{VSMOW} compreendidos entre -80 até -50 ‰ *(Bowman, 1998; Meinert et al., 2005)*.

9.3. Considerações sobre os isótopos estáveis de S

O enxofre (S) tem quatro isótopos estáveis, ^{32}S, ^{33}S, ^{34}S e ^{36}S, com abundâncias de aproximadamente 94,93%, 0,76%, 4,29% e 0,014% *(Thode et al., 1961)*. O uso dos isótopos de S tem se mostrado uma ferramenta robusta na investigação de diversos problemas geológicos, como o caso de sistemas mineralizantes, advindo esta robustez de características ao S, nomeadamente existir em múltiplos estados de oxidação (-2 até +6), ocorrer em diferentes minerais como sulfatos e sulfuretos, poder sofrer intenso fracionamento isotópico e encontrar-se não raras vezes associado ao transporte e precipitação de metais *(Thode et al., 1961; Ohmoto, 1986; Seal, 2006; Hoefs, 2018)*. Estas características tornam, assim, as análises de isótopos de S numa ferramenta eficaz na determinação das fontes de S, na avaliação do estado *redox* e da temperatura, na determinação da influência de processos biológicos vs. abióticos e na investigação da evolução dos fluidos *(Thode et al., 1961; Ohmoto, 1986; Seal, 2006; Hoefs, 2018)*.

À semelhança do O, o fracionamento em equilíbrio do S é controlado, em certa medida, pela temperatura, pela força das ligações e pelas diferenças da energia de ponto zero entre os isótopos, muito embora as ligações metálicas do S sejam mais fracas que as ligações Si-O e o fracionamento do S decresce rapidamente a temperaturas acima de ≈ 300-350°C *(Thode et al., 1961; Seal, 2006; Hoefs, 2018)*. No caso dos isótopos de S, fracionamento cinético corresponde ao mecanismo mais importante, especialmente a temperaturas mais baixas. De acordo com diferentes autores *(Thode et al., 1961; Ohmoto & Rye, 1979; Seal, 2006; Hoefs, 2018)*, os três principais processos de fracionamento cinético do S correspondem:

- à redução bacteriana do sulfato (BSR), diagnóstico de atividade biológica, com produção de fracionamento intenso (40–70 ‰);
- à redução termoquímica do sulfato (TSR), um processo que ocorre sensivelmente no intervalo de temperaturas entre 100 até 350°C, produzindo fracionamento moderado do S (10–20 ‰);
- à precipitação rápida de sulfuretos, que pode desencadear fracionamento em desequilíbrio entre as diferentes espécies de sulfuretos.

Os valores de $\delta^{34}S$, tal como nos casos do O e do H, são comparados com um standard, neste caso o VCDT (Vienna Canyon Diablo Troilite), sendo calculado o valor de $\delta^{34}S$ através da equação seguinte:

$$\delta^{34}S\ (‰) = (({}^{34}S/{}^{32}S)_{amostra} / ({}^{34}S/{}^{32}S)_{VCDT}-1) * 1000$$

Um dos aspetos mais importantes relativamente ao S, diz respeito à sua especialização, ou seja, qual dos seus múltiplos estados de oxidação ocorre num determinado fluido, dependente das condições *redox* (fO_2), da temperatura, do pH e da atividade do S (aS_2). Das espécies reconhecidas encontram-se o H_2S e HS^-, com estado de oxidação -2, correspondendo a espécies comuns em fluidos magmático-hidrotermais reduzidos. O S_0, no estado de oxidação 0, e representativo de estados *redox* intermédios. O SO_4^{2-} é uma espécie em estado de oxidação +6, sendo representativa de ambientes oxidantes e frequente em águas dos oceanos e evaporitos. O HSO^{4-} apresenta igualmente estado +6, sendo característica em fluidos oxidados e de pH ácido. A especialização do S, extremamente dependente das condições *redox*, no que toca aos fluidos mineralizantes, corresponde a uma característica fulcral no transporte e deposição dos minérios. Em condições redutoras, na grande maioria dos fluidos magmático-hidrotermais, as espécies H_2S e HS^- são dominantes, formando complexos aquosos estáveis com ligantes, tais como $M–HS^+$, $M(HS)_2^0$ e $M(HS)_3^-$, onde M representa um dado metal. Estas espécies ligantes são favoráveis, favoráveis ao transporte de metais como Cu, Pb, Zn, Fe, Ag, Au, e menos importantes no caso de metais como o Sn, W, Mo, Ta e Nb, que favorecem a complexos ligantes à base de oxigénio ou elementos halogéneos. Por outro lado, em condições oxidantes, ocorrem sobretudo espécies oxidadas de S, como o SO42-, com fraco potencial para a formação de complexos ligantes, pelo que os metais no fluido tendem a permanecer no fluido, sendo por isso uma espécie frequentemente identificada em fluidos estéreis. No entanto, as alterações eventuais das condições *redox* e de temperatura, e por consequência a alteração na especialização do S, pode ocasionar a deposição de minérios. No que toca ao controlo das condições *redox*, a espécie de S dominante é determinada pela fO_2, em relação aos principais tampões minerais, isto é, os tampões FMQ (fayalite–magnetite–quartzo), HM (hematite–magnetite) e Py–Po (pirite–pirrhotite). Em condições de baixa fO_2, domina a espécie H_2S, enquanto na situação oposta, em condições de elevada fO_2 ocorre SO_4^{2-}. Em condições intermédias de fO_2, podem ocorrer diferentes espécies. Na maioria dos sistemas magmático-hidrotermais, as condições *redox* situam-se tipicamente entre o tampão FMQ até condições ligeiramente oxidantes, favorecendo as espécies H_2S e HS^-. Tal como mencionado anteriormente, a temperatura exerce igualmente a sua influência

sobre a espécie de S favorecida num dado fluido. Com efeito, a temperatura do sistema influencia as taxas de reação e a especialização em equilíbrio e, consequentemente, o fracionamento isotópico do S. O processo de fracionamento entre espécies é frequentemente representado pela seguinte expressão:

$$\Delta^{34}S_{SO4\text{-}H2S}$$

De acordo com *Ohmoto & Rye (1979)*, *Seal (2006)* e *Hoefs (2018)*, em condições de elevada temperatura (> 300–350°C), a especialização do S ocorre de modo rápido, podendo ocorrer o reequilíbrio das espécies presentes, observando-se fraco fracionamento isotópico entre as diferentes espécies que possam estar presentes ($\Delta^{34S}SO_4-H_2S$ < 5‰). Esta situação é decorrente das diferentes forças de ligação que as diferentes espécies exibem entre si, observando-se que a espécie sulfato (SO_4^{2-}) exibe forças de ligação consideravelmente mais fortes do que as espécies sulfureto (H_2S/HS^-), pelo que a espécie SO_4^{2-} pelo que o isótopo pesado ^{34}S é mais estável quando ligado a esta. Assim a espécie SO_4^{2-} é enriquecida em ^{34}S, enquanto as espécies H_2S e HS^- são empobrecidas em ^{34}S. Pelo contrário, e ainda de acordo com os autores citados anteriormente, em condições de temperatura mais baixa, a especialização é cineticamente limitada, podendo ocorrendo fracionamento isotópico em largas taxas ($\Delta^{34S}SO_4\text{-}H_2S$ = 40–50‰).

Tendo em conta toda a sistemática associada ao fracionamento isotópico do S em fluidos, fica evidente a robustez desta metodologia na avaliação dos valores de $\delta^{34}S$ do enxofre total do sistema, do coeficiente SO_4^{2-}/H_2S, das condições *redox* e temperatura no momento da precipitação. No caso particular da aplicação de análises de isótopos de S, em depósitos de Sn e do W, os valores $\delta^{34}S$ obtidos em sulfetos registam não só a fonte de enxofre, mas também o estado *redox* e a evolução química do fluido mineralizante. Assim, em depósitos hidrotermais desta natureza, a temperatura é elevada, levando ao fraco fracionamento do S, encontrado sobretudo na sua forma reduzida (H_2S), pelo que os valores expectáveis de $\delta^{34}S$ devem estar compreendidos num intervalo restrito, próximo das condições magmáticas.

9.4. Resultados

Na presente secção serão apresentados os resultados dos isótopos estáveis obtidos a partir de inclusões fluidas hospedadas em quartzo, cassiterite e scheelite dos depósitos de Ervedosa e Murçós. As composições isotópicas de hidrogénio (δD), oxigénio ($\delta^{18}O$) e enxofre ($\delta^{34}S$) são relatadas para os diferentes minerais analisados. Os resultados são apresentados sistema isotópico e fase mineral, seguidos por representações gráficas para ilustrar as distribuições e relações isotópicas. Sempre que oportuno serão discutidos os resultados e respetivas interpretações. Os resultados das análises de isótopos de O e H realizadas em quartzos, cassiterites e scheelite, encontram-se expressos na *Tabela 23*. As composições isotópicas do oxigénio e do hidrogénio são apresentadas em notação δ em relação ao standard VSMOW. Na *Tabela 24* podem ser consultados os resultados relativos às análises de isótopos de S levadas a cabo em arsenopirites dos depósitos estudados. As composições isotópicas do S são apresentadas em notação δ em relação ao standard VCDT. O fator de fracionamento isotópico do O, mineral-fluido (1000 ln α) foram calculados com base nas temperaturas de homogeneização médias obtidas previamente nos estudos microtermométricos levados a cabo nos diferentes minerais, e recorrendo às seguintes equações de modo a obter a composição $\delta^{18}O$ dos fluidos mineralizantes:

- fracionamento isotópico quartzo-H_2O de *Clayton et al. (1972)*;
- fracionamento isotópico cassiterite-H_2O de *Li et al. (2022)*, para intervalos de temperatura entre 250-500°C;
- fracionamento isotópico scheelite-H_2O de *Wesolowski & Ohmoto (1986)*, para intervalos de temperatura entre 100-500°C.

Os valores de $\delta^{18}O$ dos fluidos foram calculados de acordo com a população de temperaturas de homogeneização das IF primárias dos minerais analisados mais representativas, tendo sido obtidos os valores médios de $\delta^{18}O$ dos fluidos, a partir dos valores de temperatura de homogeneização médios medidos.

Amostra	Depósito	Mineral	$\delta^{18}O_{VSMOW}$ (‰)	$\delta^{18}O_{H2O}$ médio (‰)	TH (°C)	δD_{SMOW} (‰)	H_2O (%)
Erv1_Qz	Ervedosa	Quartzo	13,1	5,4	277,3	-55,8	0,3
Erv2_Cst	Ervedosa	Cassiterite	6,9	13,1	336,5	-42,1	0,3
Mur1_Sch	Murços	Scheelite	9,6	11,5	318,8	-13,2	0,7
Mur2_Qz	Murços	Quartzo	13,4	7,7	335,4	-56,7	0,5
Mur4_Cst	Murços	Cassiterite	7,0	13,1	346,3	-62,0	0,3

Tabela 23 – Resultados obtidos nas análises de isótopos estáveis de O e H relativos às amostras selecionadas.

Amostra	Depósito	Mineral	d $^{34}S_{CDT}$ (‰)	Rendimento analítico (%)
Erv3_Aspy	Ervedosa	Arsenopirite	8,6	88,5
Mur3_Aspy	Murços	Arsenopirite	5,6	72,5

Tabela 24 – Resultados das análises de isótopos estáveis de S levadas a cabo nas amostras de arsenopirites selecionadas.

9.4.1. Isótopos de O e H

9.4.1.1. Quartzo

Os resultados obtidos em quartzos contemporâneos das mineralizações em cassiterite e scheelite dos depósitos de Ervedosa e Murços respetivamente, forneceram valores de $\delta^{18}O_{SMOW}$ muito próximos entre si, correspondendo a 13,1‰ no caso do quartzo de Ervedosa, e 13,4‰ na amostra de quartzo de Murços. O cálculo de $\delta^{18}O_{H2O}$ recorrendo à equação de *Clayton et al. (1972)*. revelou que como é normal, que o O fracionou de modo preferencial nas fases minerais, com valores $\delta^{18}OH_2O$ médios de 7,8‰ no caso do quartzo de Ervedosa, e 9,5‰ no caso do quartzo de Murços. Os valores de $\delta^{18}OH_2O$ determinados não são muito distantes entre si quando comparados, embora o valor encontrado na amostra de Murços exiba um valor ligeiramente mais elevado. A partir dos valores de $\delta^{18}OH_2O$ foi possível a determinação de $\Delta^{18}O$(quartzo–fluido), que permitiu calcular temperaturas de fecho (Tf) de 349,9°C na amostra de quartzo de Ervedosa, e 407,3°C na amostra de quartzo de Murços. Os valores de δD_{SMOW} determinados, revelaram valores próximos em ambas amostras analisadas, com o quartzo do depósito de Ervedosa a registar um valor de -55,8‰, e o quartzo dos veios de Murços a revelar um valor de -56,7‰.

9.4.1.2. Cassiterite

As amostras de cassiterite de Ervedosa e Murçós, forneceram valores de $\delta^{18}O_{SMOW}$ de 6,9‰ e 7,0‰ respetivamente. A aplicação da equação de fracionamento isotópico do O entre a cassiterite-H_2O de *Li et al. (2022)* revelou, no caso da cassiterite de Ervedosa o valor de $\delta^{18}OH_2O$ 13,0‰, enquanto no caso da cassiterite de Murçós, o valor de $\delta^{18}OH_2O$ é de 13,1‰, constituindo valores muito semelhantes entre si. Quando comparados os valores de $\delta^{18}OH_2O$ são, em ambas as cassiterites analisadas, superiores aos valores de $\delta^{18}OH_2O$ nos quartzos analisados e que lhes são contemporâneos. Os valores de Tf apurados nas cassiterites analisadas revelaram temperaturas de fecho de 348,1°C na amostra de Ervedosa, e 346,3° no caso da cassiterite de Murçós. As composições δD_{SMOW} mostram valores de -42,1‰ no caso da cassiterite de Ervedosa, e -62,0‰ no caso da cassiterite de Murçós, o valor notavelmente mais baixo de todas as amostras analisadas.

9.4.1.3. Scheelite

A amostra de scheelite do depósito de Murçós analisada forneceu valores de $\delta^{18}O_{SMOW}$ de 9,6‰ e de δD_{SMOW} de -13,2‰. Utilizando a equação de fracionamento isotópico do oxigénio no par scheelite-H_2O de *Wesolowski & Ohmoto (1986)*, foi calculado um valor de $\delta^{18}OH_2O$ de 11,5 ‰. O valor de $\delta^{18}OH_2O$ é, de modo semelhante à cassiterite de Murçós, superior na scheelite do que no quartzo contemporâneo da sua deposição. Utilizando a equação de *Wesolowski & Ohmoto (1986)* foi determinado um valor de Tf de 318,5°C.

9.4.2. Isótopos de S

9.4.2.1. Arsenopirite

As amostras de arsenopirite analisadas, provenientes dos depósitos de Ervedosa e Murçós forneceram valores $\delta^{34}S_{CDT}$ de 8,6‰ no caso da arsenopirite de Ervedosa e 5,6‰ no caso da arsenopirite de Murçós. Em ambos os casos os valores são positivos, mas a arsenopirite de Ervedosa revela um maior fracionamento isotópico do S na fase fluida, face ao caso de Murçós. Os resultados obtidos são considerados representativos já que em ambas as amostras, o rendimento analítico de extração de S é bastante alto, com um valor de 88,5% na amostra do depósito de Ervedosa e 72.5% na amostra do depósito de Murçós. O rendimento analítico representa a percentagem de S

efetivamente recuperada durante a preparação das amostras para análise isotópica e constitui um parâmetro de controlo da qualidade analítica.

9.5. Discussão

De um modo geral, pode-se afirmar que os valores de $\delta^{18}OH_2O$ são moderadamente positivos, o os valores de δD_{SMOW} moderadamente negativos em todas as amostras analisadas. Verifica-se que que no caso das amostras de cassiterite de Ervedosa, quer nas amostras de scheelite e cassiterite de Murços, observa-se que os valores $\delta^{18}O$ do fluido calculados são superiores ao $\delta^{18}O$ medido no mineral, o que é consistente com o comportamento de fracionamento em equilíbrio a temperaturas hidrotermais. O $\delta^{18}O$ do fluido é derivado do valor do mineral usando a relação $\delta^{18}O$ $\delta^{18}OH_2O = \delta^{18}O_{(mineral)} - \Delta^{18}O_{(mineral–fluido)}$, onde $\Delta^{18}O$ corresponde ao fator de fracionamento isotópico (1000 ln α) obtido a partir de equações calibradas experimentalmente por *Li et al. (2022)* e *Wesolowski & Ohmoto (1986)*. Em condições de alta temperatura, típicas de sistemas hidrotermais, o $\Delta^{18}O$ para a cassiterite e scheelite é muito pequeno e pode até ser negativo, refletindo uma partição preferencial de ^{18}O no fluido. Consequentemente, a subtração de um valor de $\Delta^{18}O$ negativo produz valores $\delta^{18}OH_2O$ maiores do que os do mineral, o que é física e quimicamente consistente com o fracionamento em equilíbrio *(Li et al., 2022; Zheng, 1992)*. Os valores de $\delta^{18}OH_2O$ nas amostras de cassiterite e scheelite analisadas são mais elevados do que $\delta^{18}O$, apontando para que os fluidos estavam a incorporar ^{18}O durante o arrefecimento. Os valores de Tf apurados na cassiterite de Ervedosa (348,1°C), na scheelite de Murços (318,5°C) e na cassiterite de Murços (346,3°C) mostram que o equilíbrio isotópico destes minerais ocorreu a uma temperatura ligeiramente mais baixa do que o equilíbrio dos quartzos correspondentes, confirmando o equilíbrio destes minerais posteriormente ao quartzo, a temperaturas um pouco mais baixas.

Este comportamento contrasta com o do quartzo, onde $\Delta^{18}O$ é positivo e $\delta^{18}OH_2O$ é tipicamente inferior ao do mineral *(Clayton et al., 1972)*. O quartzo normalmente apresenta valores de $\delta^{18}O$ mais elevados do que o fluido hidrotermal coexistente devido ao fracionamento isotópico em equilíbrio. Às temperaturas comuns dos sistemas hidrotermais, o quartzo incorpora preferencialmente o isótopo ^{18}O mais pesado nas suas ligações Si–O, enquanto o fluido fica relativamente enriquecido em ^{16}O, resultando num fator de fracionamento positivo ($\Delta^{18}O_{(quartzo–fluido)} > 0$) *(Clayton et al., 1972; Sharp, 2007)*. Este comportamento é dependente da temperatura: a temperaturas mais baixas, o $\Delta^{18}O$

é maior, enquanto a temperaturas mais altas (> 300°C) o fracionamento diminui, mas permanece positivo. Consequentemente, $\delta^{18}O_{(quartzo)}$ é consistentemente maior do que $\delta^{18}OH_2O$, refletindo a preferência termodinâmica do quartzo pelo ^{18}O. Nas amostras de quartzo de Ervedosa e Murçós, verifica-se que os valores $\delta^{18}O$ do mineral são mais elevados dos que os valores de $\delta^{18}OH_2O$, pelos fluidos que deram origem ao quartzo correspondem a fluidos mais leves em arrefecimento já porque a diferença isotópica aumenta à medida que a temperatura diminui, indicando que os quartzos e os fluidos alcançaram o equilíbrio isotópico durante o arrefecimento às Tf de 349,9°C no quartzo de Ervedosa e a 407,3°C no quartzo de Murçós. Os quartzos registam, assim, estágios mais quentes e precoces porque apresentam fracionamento isotópico reduzido ($\Delta^{18}O$ baixo), temperaturas de equilíbrio superiores aos valores de TH apurados nas inclusões fluidas e valores de $\delta^{18}OH_2O$ mais baixos, indicando equilíbrio isotópico em condições de maior temperatura, antes do enriquecimento progressivo do fluido em ^{18}O durante o arrefecimento do sistema, registados pelas amostras de cassiterite e scheelite.

Quando projetados os valores de δD_{SMOW} vs. $\delta^{18}OH_2O$ *(Figura 407)*, todas as amostras se projetam afastadas da linha GMWL (Global Meteoric Water Line), projetando-se em todos os casos, dentro dos campos sobrepostos das águas magmático-metamórficas, evidenciando desde logo a pouca influência de águas meteóricas nos fluidos analisados e apontando para fluidos de origem mais profunda, compatíveis com sistemas hidrotermais associados espacialmente a granitos. A indicação da fraca influência de fluidos meteóricos tinha já sido evidenciada pelos resultados de microespectrometria Raman, que mostraram uma maior dominância e importância de fluidos aquocarbónicos de origem magmático-hidrotermal que interagiram com fluidos de origem metamórfica, ricos em voláteis. No que diz respeito à scheelite, a projeção mais isolada da amostra de scheelite para valores de δD menos negativos reflete uma etapa mais evoluída do sistema hidrotermal, marcada por desgaseificação e/ou troca isotópica envolvendo espécies reduzidas (H_2, H_2S), que afetam preferencialmente o hidrogénio. A manutenção de valores elevados de $\delta^{18}OH_2O$ indicam que a assinatura isotópica de oxigénio permaneceu dominada por um fluido com uma componente magmática muito importante, enquanto o deslocamento em δD sugere uma evolução tardia do fluido no sentido do arrefecimento, desgaseificação e interação fluido–rocha prolongada, resultando em δD mais elevado. Em conjunto com os dados de microespectrometria Raman levados a cabo nas IF P e PS da scheelite, este é o cenário mais provável, dada a riqueza em CH4 e sobretudo N2 registada nestes fluidos, provando a interação prolongada fluido-rocha durante a evolução do fluido.

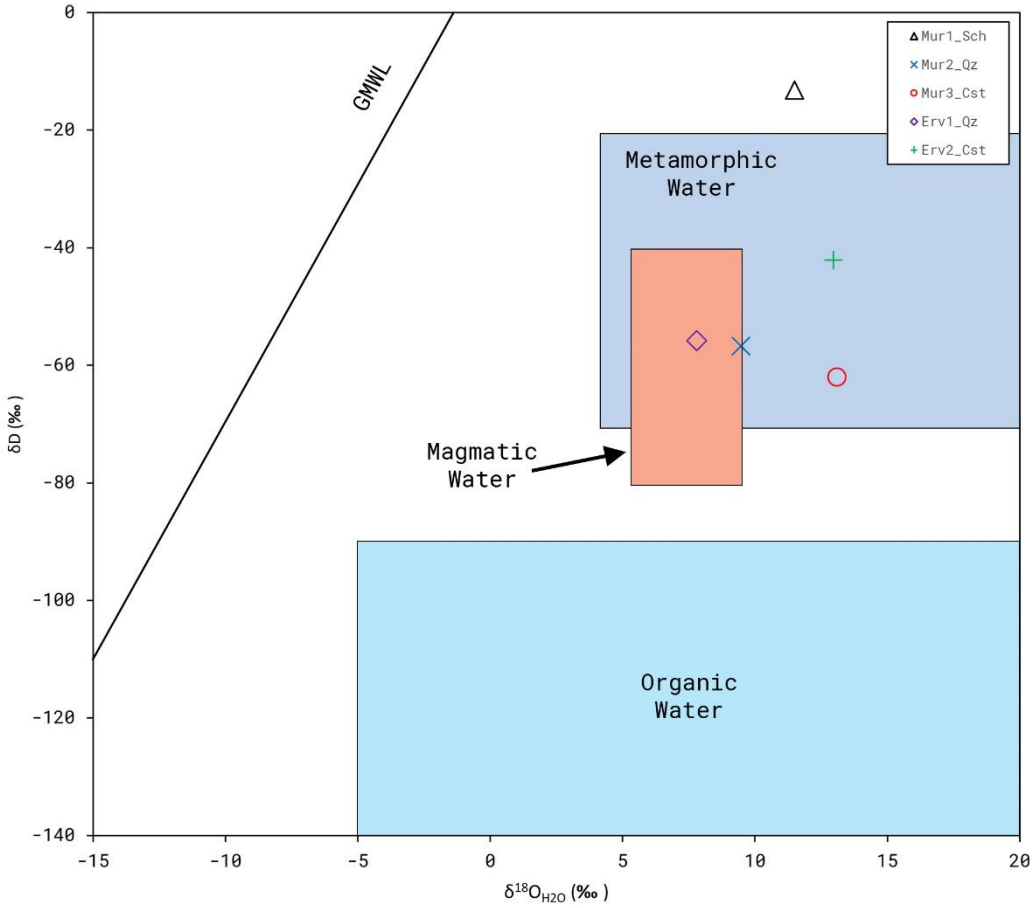


Figura 407 – Projeção binária δD_{SMOW} vs. $\delta^{18}OH_2O$ relativo aos minerais analisados nos depósitos de Ervedosa e Murços. Os campos de água metamórficas e magmáticas são de adaptados de *Sheppard (1986)*, e o campo das águas orgânicas adaptado de *Hedenquist & Lowenstern (1994)*.

Tanto caso de Ervedosa, como no caso de Murços, os valores moderadamente positivos de $\delta^{18}OH_2O$, são relativamente próximos entre si nos diferentes minerais analisados, e os valores de δD_{SMOW} permanecem moderadamente negativos, sugerindo que se tratam de fluidos mais evoluídos e que interagiram de modo intenso com rochas hospedeiras de natureza granítica e/ou metassedimentar. Esta indicação vai de encontro com os dados de espectrometria Raman obtidos nas IF primárias (P) e pseudosecundárias (PS) analisadas nas cassiterites, scheelite e nos quartzos que lhe são contemporâneos, expondo fluidos aquo-carbónicos, por vezes com quantidades importantes de CH_4 e N_2, provando a interação entre estes fluidos com os metassedimentos, ricos em matéria orgânica. Alguns minerais como as micas e argilas podem conter NH_4 na sua estrutura, que por decomposição térmica aquando da interação com fluidos, pode ter contribuído para as quantidades de N_2 determinadas nas IF analisadas. Os resultados obtidos os

diferentes minerais selecionados dos depósitos de Ervedosa e Murços, os resultados apontam para uma origem magmática dos fluidos, com uma componente importante de interação fluido-rocha. Tendo em conta as amostras analisadas em ambos os depósitos estudados, pode-se afirmar relativamente aos resultados das análises de isótopos de O e H, que os fluidos envolvidos nas mineralizações de Ervedosa e Murços são de origem magmático-hidrotermal, com influência mínima de fluidos meteóricos e com um importante grau de interação fluido-rocha.

Os resultados das análises de isótopos de S, nas arsenopirites analisadas nos depósitos de Ervedosa e Murços, cederam valores positivos de d $^{34}S_{CDT}$ que se situam no intervalo do S de origem magmática modificado por interação com materiais crustais, sendo consistentes com fluidos em condições redutoras a moderadamente redutoras, e onde o S é transportado essencialmente sobre as formas H_2S / HS^-. Este tipo de condições *redox* são as ideias para a complexação do Sn^{2+} em complexos com Cl, do W em tungstatos e deposição de sulfuretos em estados mais tardios. Os valores de $^{34}S_{CDT}$ apontam, ainda, para uma precipitação de sulfuretos controlada pelo arrefecimento do sistema e pela interação fluido-rocha. Os dados de microtermometria e de espectroscopia Raman levados a cabo em IF P e PS no quartzo contemporâneo dos episódios de mineralização em sulfuretos principais no depósito de Ervedosa e Murços tinham já revelado temperaturas mínimas de aprisionamento destes fluidos situadas em intervalos mais baixos de temperatura, e dominância do CO_2 sobre outros voláteis, com quantidades pouco importantes de CH_4 e N_2, em virtude de perda de carga de voláteis.

As composições isotópicas de O, H e S obtidas dos fluidos associados às mineralizações de Murços e Ervedosa indicam uma origem dos fluidos predominantemente magmática-hidrotermal, exsolvido nas fases tardias de cristalização dos granitos de Ervedosa e das fácies graníticas leucocráticas identificadas em Murços, e que terão evoluído através da interação fluido-rocha com litologias metassedimentares, em condições reduzidas a levemente oxidadas, favoráveis à ocorrência de mineralizações de Sn e W. Os valores calculados de $\delta^{18}OH_2O$ e os valores medidos de δD nos diferentes minerais são consistentes com fluidos magmáticos evoluídos, com contribuição meteórica limitada. Os valores $\delta^{34}S$ positivos (+5,6 a +8,6‰) sugerem uma fonte de enxofre magmática com uma contribuição crustal adicional, provavelmente relacionada com a interação com rochas metassedimentares. A semelhança isotópica entre os dois depósitos indica fontes de fluidos e processos metalogénicos amplamente comparáveis.

10. Estudos de Inclusões Fluidas

10.1. Metodologia

As metodologias analíticas de IF consistiram do emprego das técnicas não destrutivas de Microtermometria e Espectrometria Raman. Os estudos microtermométricos foram levados a cabo numa platina Chaixmeca *(Poty et al., 1976)* para estudos de criometria e a platina de aquecimento linkam PS 600 *(Shepherd et al., 1985)*, ambas devidamente calibradas por padrões sintéticos e naturais.

As análises de Espectrometria Raman decorreram no espectrómetro a Renishaw Raman InVia Qontor equipado com um laser de 633nm, acoplado a um microscópio Leica, seguindo os procedimentos descritos por *Prieto et al. (2012)*, a fim de realizar análises quantitativas e qualitativas das fases presentes. Quer os estudos de Microtermometria, quer análises de Microespectrometria Raman foram naturalmente precedidos de um detalhado e meticuloso estudo petrográfico das secções bipolidas e das inclusões fluidas nelas aprisionadas, de maneira a sintetizar as principais relações paragenéticas entre diferentes gerações de inclusões fluidas e suas particularidades petrográficas nas amostras em causa. No caso das inclusões fluidas, o estudo petrográfico passou pela descrição da sua geometria, relações entre o mineral hospedeiro e os diferentes tipos de inclusões eventualmente presentes, grau de preenchimento (Flw) recorrendo aos quadros de referência de *Roedder (1972)* e *Shepherd et al. (1985)*, génese (segundo os critérios petrográficos definidos por *Roedder, 1984*), relação paragenética entre diferentes gerações de inclusões e modificações posteriores ao aprisionamento dos fluidos nelas contidos. Nesta fase, foi realizado ainda o mapeamento da posição relativa das inclusões fluidas na área de cada lâmina bipolida de forma a facilitar a sua seleção e, numa fase posterior a sua melhor acessibilidade e mais rápida localização, no emprego das metodologias a utilizar. Para o estudo petrográfico das secções referidas foi utilizado o microscópico Nikon Eclipse LV100N POL, acoplado a uma camara fotográfica, assim como o respetivo software de manipulação e obtenção de material fotográfico NIS-Elements BR 5.11.00. Após a realização das análises qualitativas e quantitativas de microespectrometria Raman, os espetros daí resultantes foram processados no software Labspec de modo a obter não só a área dos picos correspondentes às espécies voláteis, nomeadamente H_2O, CO_2, CH_4 e N_2, de modo a determinar a sua proporção na composição global dos fluidos, e no caso do CO_2, CH_4 e N_2, a sua proporção na fase volátil, obtidas com base no pacote FLUIDS desenvolvidos por Ronald J. Bakker. Estes programas calculam a composição e densidade globais, utilizando determinadas equações de estado que combinam dados

microtermométricos com o Flw e dados de microespectrometria Raman. As condições P-T de aprisionamento dos fluidos foram determinadas com base no pacote ISOC, um programa informático igualmente desenvolvido por Ronald J. Bakker, desenhado com o objetivo de estimação das isócoras.

10.2. Estudos petrográficos de inclusões fluidas

10.2.1. Depósito de Sn(W) de Ervedosa

10.2.1.1. Inclusões fluidas na cassiterite

Os estudos petrográficos de IF nas amostras contendo cassiterite dos veios de Ervedosa, permitiu constatar uma relativa abundância de IF, quer nas bandas escuras como nas bandas claras da cassiterite, embora nas primeiras a visualização seja mais dificultada. Um dos aspetos que desde logo sobressai, diz respeito ao facto das IF se encontrarem distribuídas de modo paralelo a subparalelo das zonas de crescimento da cassiterite *(Figura 408)*.

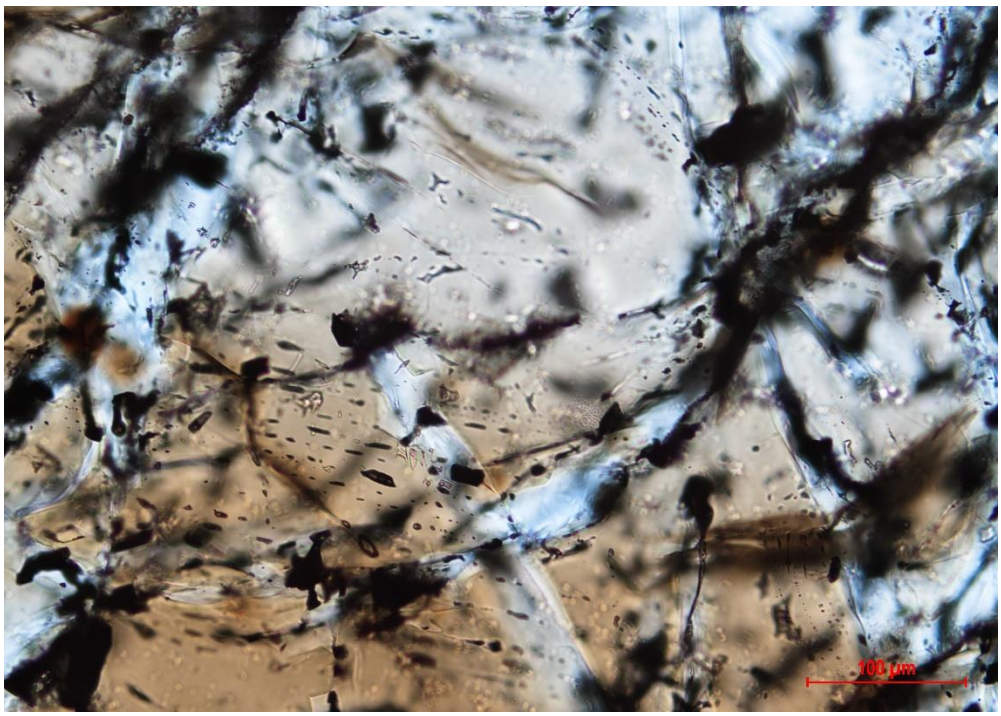


Figura 408 – Microfotografia do aspeto geral das IF P presentes numa banda clara da cassiterite do depósito de Ervedosa. Note-se o alinhamento paralelo a subparalelo das IF com a banda onde se inserem.

Na sua grande maioria, observa-se, contudo que um grande número destas IF apresenta indícios de necking-down *(Figura 409)*, nomeadamente geometrias alongadas e com saliências, aglomerados de IF muito pequenas (< 5µm) em torno de

IF de grande dimensão, de formato muito irregular e frequentemente de aspeto escuro, e que em alguns casos aparentam indícios de *leakage*.

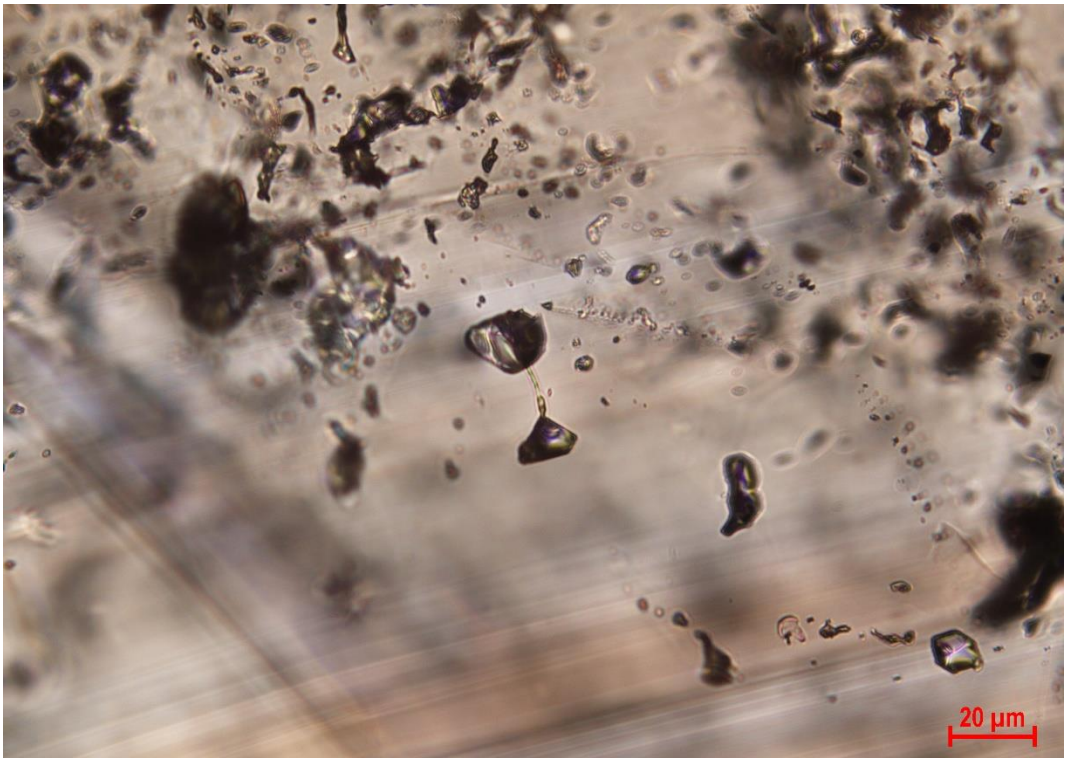


Figura 409 – Microfotografia de algumas IF P na cassiterite com evidências de *necking-down* e *leakage*.

De acordo com os critérios de *Roedder (1984)* as IF presentes, correspondem a inclusões fluídas primárias (P) e pseudosecundárias (PS). As IF P são geralmente mais frequentes, de dimensões que não excedem os 20-30µm, com geometrias maioritariamente oval, circular, tubulares, alongadas, por vezes em cristal negativo, ora isoladas ora em grupos de algumas IF. Estas IF são bifásicas à temperatura da sala (Troom), com uma fase líquida e uma fase de vapor, e com Flw compreendido entre os 0,6 e os 0,8 *(Figura 410)*. As IF PS *(Figura 411)* são mais raras, de dimensões mais pequena (< 15µm), com geometrias frequentemente mais circulares a ovais, e encontram-se geralmente em pequenos alinhamentos de algumas IF em uma ou várias das zonas de crescimento da cassiterite, com extensões variáveis.
De modo semelhante às IF P, são bifásicas a Tromm e com um Flw compreendido entre os 0,6 e os 0,8 (ver *Figura 411*).

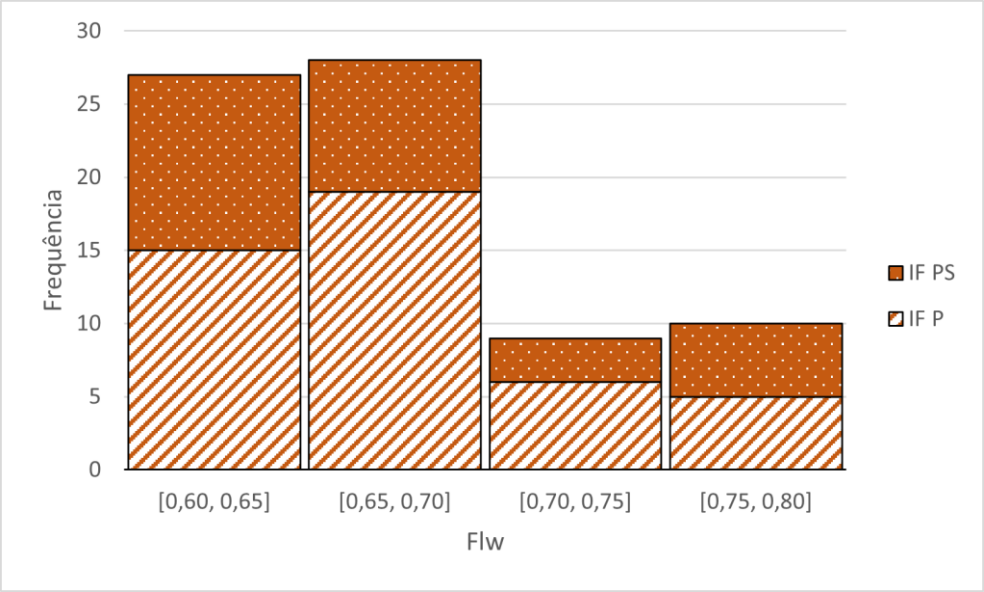


Figura 410 – Histograma relativo à distribuição dos valores de Flw nas IF P e PS selecionadas na cassiterite.

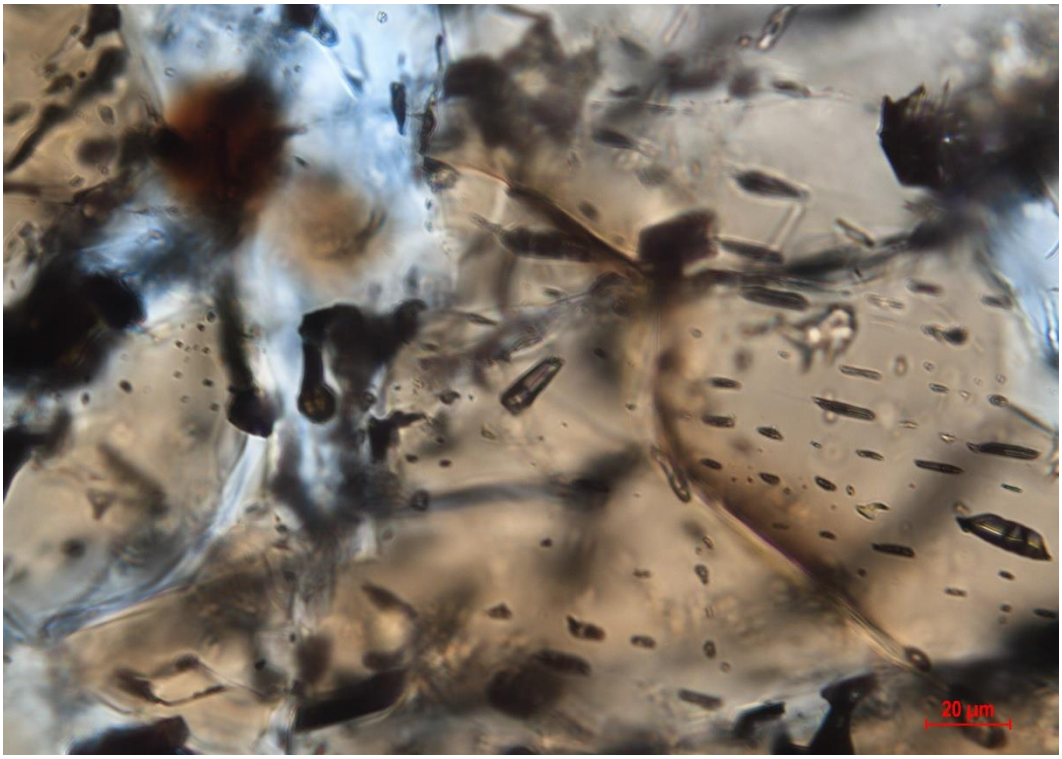


Figura 411 – Microfotografia exemplificativa das IF PS presentes na cassiterite de Ervedosa.

Foram ainda identificadas IF secundárias em algumas fraturas cicatrizadas na cassiterite, correspondendo a IF de dimensão muito pequena (< 5µm), de geometria sobretudo oval a circular, bifásicas e com um Flw compreendido entre os 0,9 e os 0,95 *(Figura 412)*.

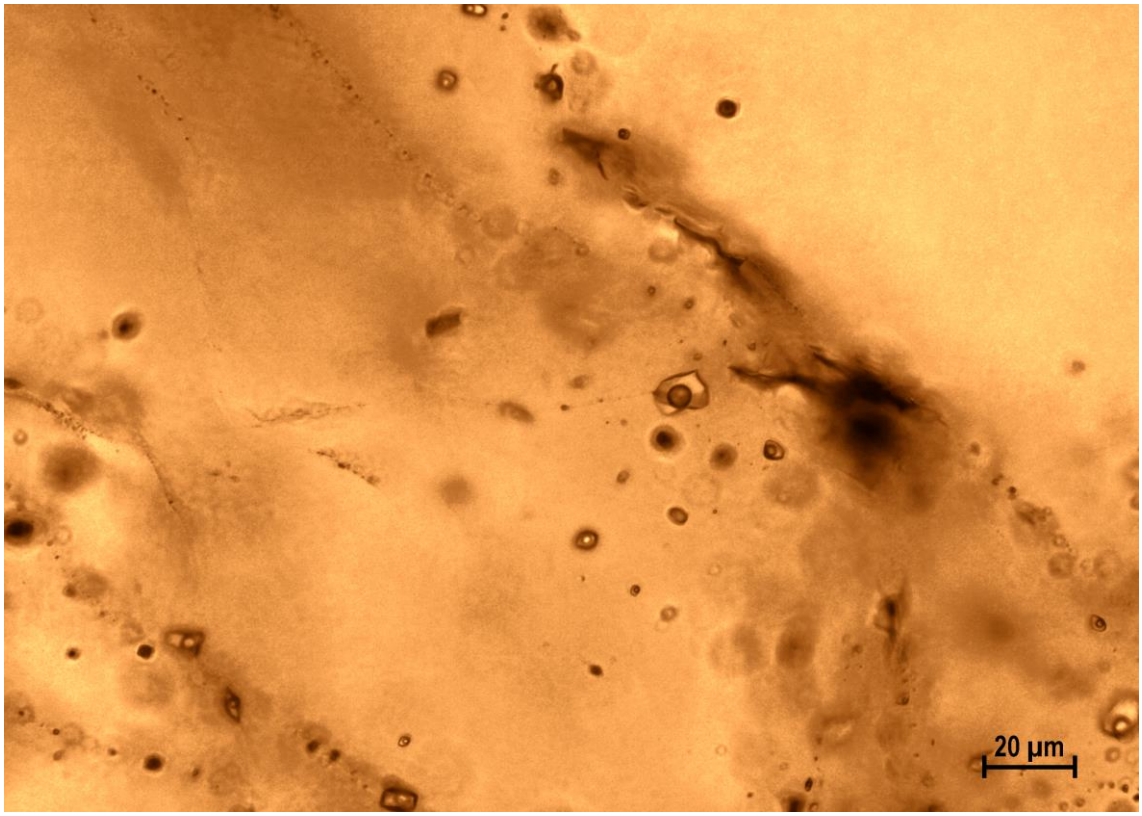


Figura 412 – Microfotografia de IF S bifásicas em fraturas cicatrizadas na cassiterite.

10.2.1.2. Inclusões fluidas no quartzo

10.2.1.3. Inclusões fluidas no quartzo contemporâneo da mineralização em cassiterite (Quartzo IA e IB)

As análises petrográficas levadas a cabo nas diversas amostras do quartzo contemporâneo à deposição da cassiterite de Ervedosa, neste trabalho designado por Quartzo IA, revelou um certo grau de deformação cisalhante neste mineral, que resultou numa subgranulação do mesmo, em pequenos fragmentos irregulares e que geralmente rodeiam fragmentos maiores, de geometria irregular, ovais e mais raramente ocelados de Quartzo IA, e que neste trabalho se designa por Quartzo IB *(Figura 413)*.

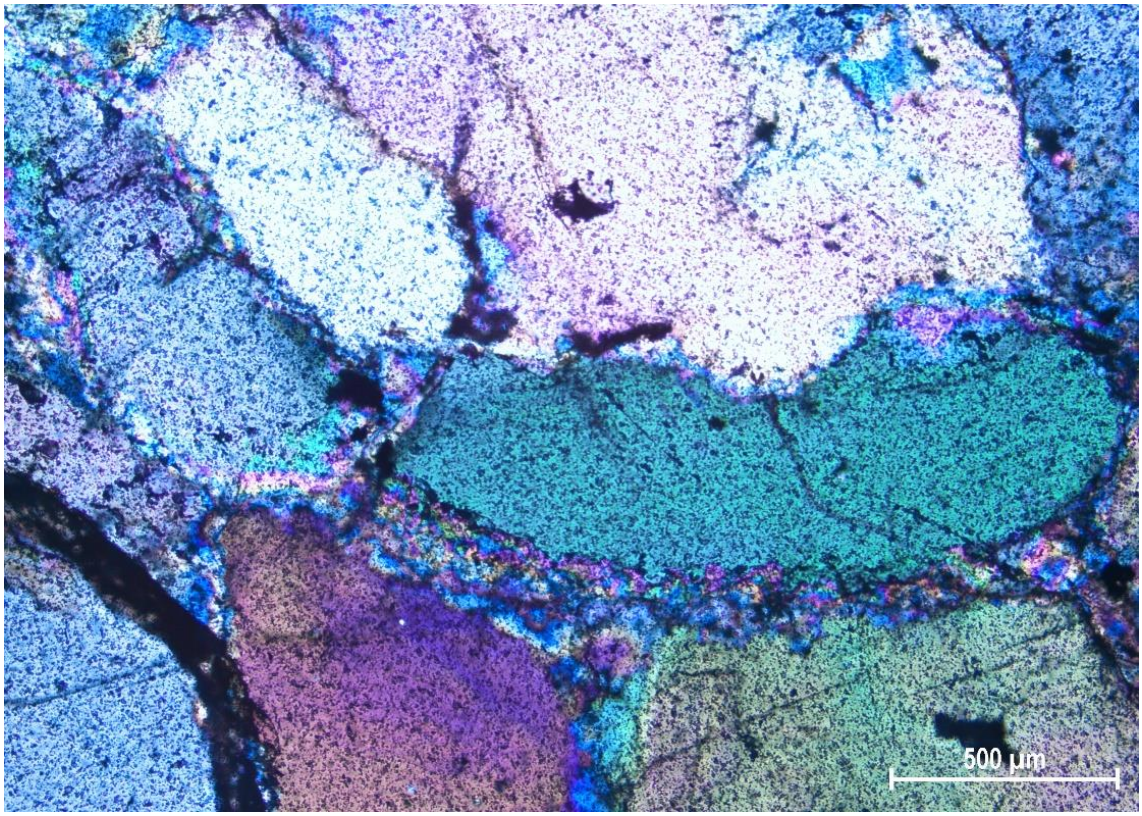


Figura 413 – Microfotografia do aspeto geral do Quartzo IA, em cristais de maiores dimensões e de geometrias diversas, a ser rodeado pelos cristais de diminutas dimensões de Quartzo IB, resultantes da subgranulação do primeiro.

No Quartzo IA, as IF são na maioria das amostras, bastante abundantes, com muitos cristais a apresentarem-se bastante opacos dada a densidade de IF. Alguns cristais, contudo, são bastante pobres em IF. Em amostras orientadas, estas IF é possível observar com alguma frequência IF, sobretudo P, orientadas preferencialmente de modo sub-paralelo a paralelo à direção do cisalhamento e veio onde foram colhidas *(Figura 414)*.

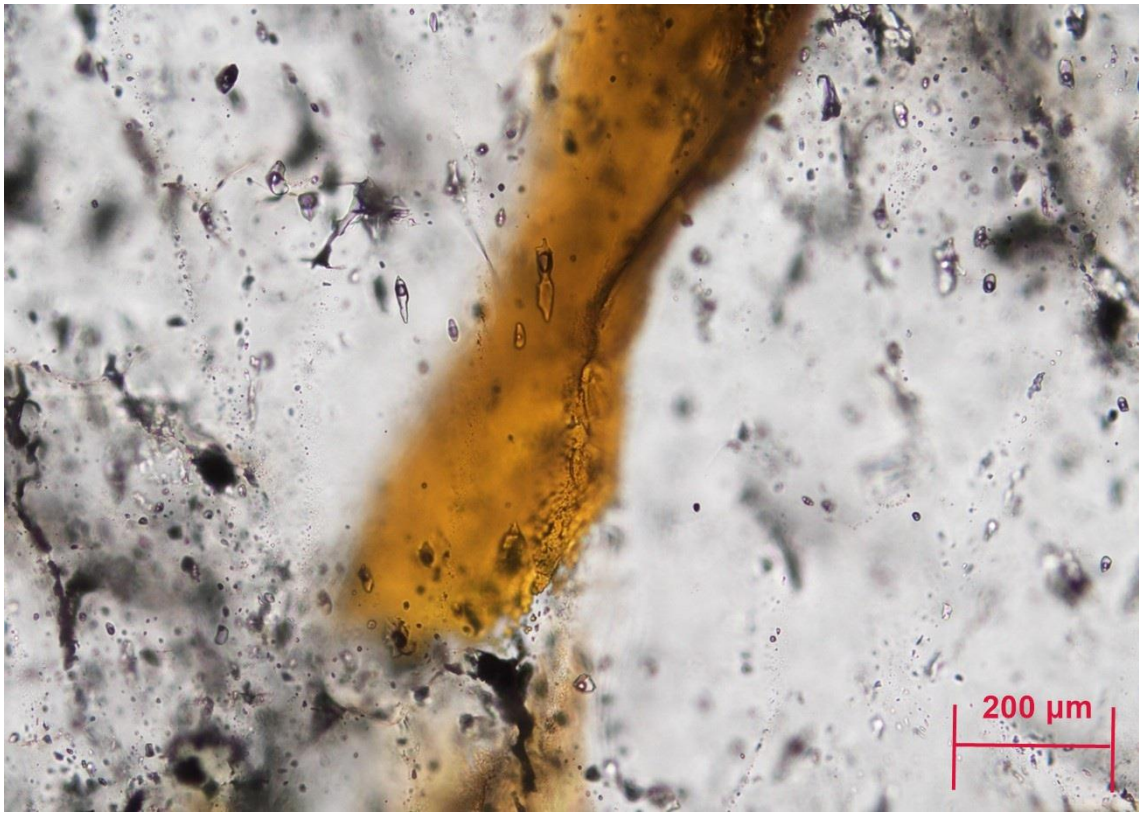


Figura 414 – Microfotografia exemplificativa do aspeto geral da distribuição e abundância de IF existentes no Quartzo IA. Note-se a orientação preferencial que algumas IF, sobretudo P exibem, e que em amostras orientadas apresentam uma direção paralela a subparalela à direção do veio onde foi colhida.

Nesta geração de quartzo, as IF presentes correspondem desde IF P a PS, passando por IF S. Relativamente às IF P, estas correspondem à tipologia mais abundante, formando ora grandes aglomerados em torno de uma IF maior que sofreu *necking down* e/ou *leakage (Figura 415)*, ora em grupos com algumas dezenas de IF *(Figura 416)*, ora isoladas e dispersas segundo as três dimensões no quartzo *(Figura 417)*. Neste último caso, em que as IF P se encontram isoladas, a sua dimensão pode exceder os 25µm. As IF P apresentam dimensões bastante variáveis, desde dimensões inferiores a 5µm até IF com dimensões superiores a 25µm, com geometrias igualmente variadas, que vão sobretudo de IF muito irregulares (sobretudo as mais próximas a IF de maior dimensão que sofreu *necking-down* e/ou *leakage*), a geometrias em cristal negativo, ovais, oceladas e circulares *(Figura 418)*. São bifásicas a Troom e demonstram um Flw compreendido entre os 0,5 até aos 0,8 *(Figura 419)*.

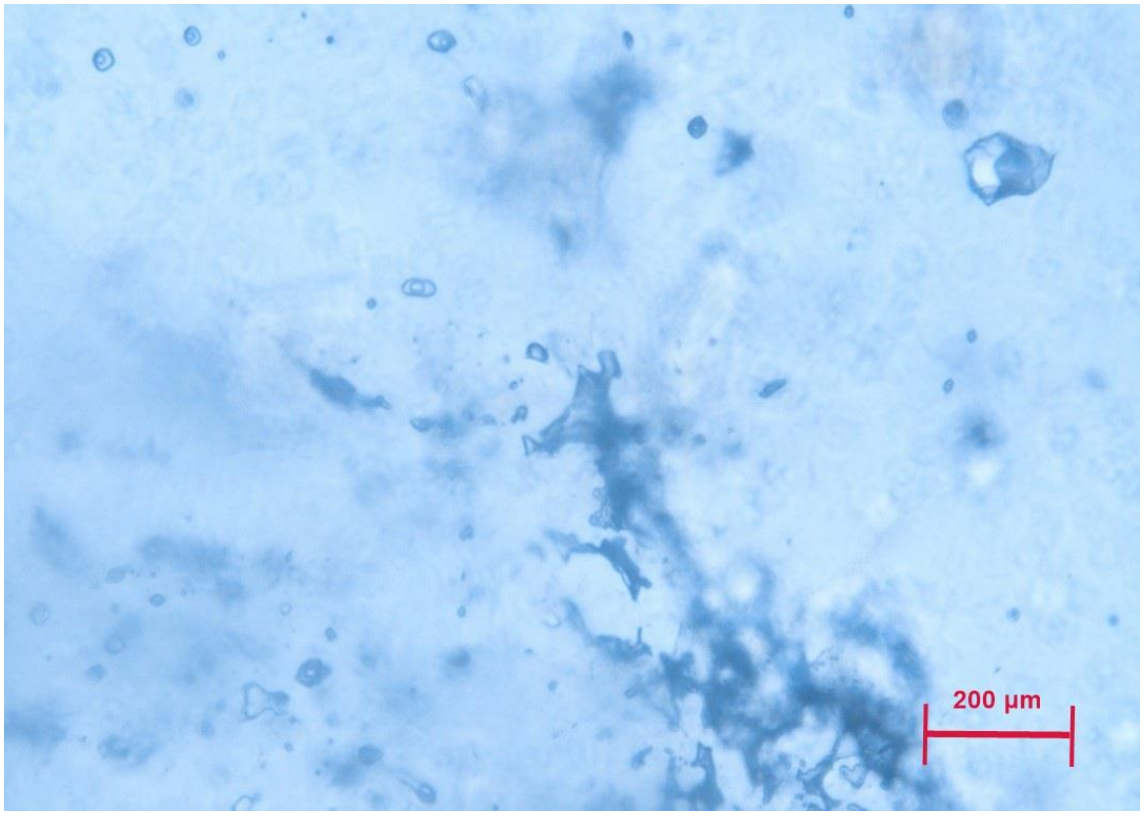


Figura 415 – Microfotografia representativa de uma IF P de grandes dimensões (centro da imagem) com evidências de *necking-down* e *leakage*, com inúmeras IF P de dimensão variável em torno da mesma.

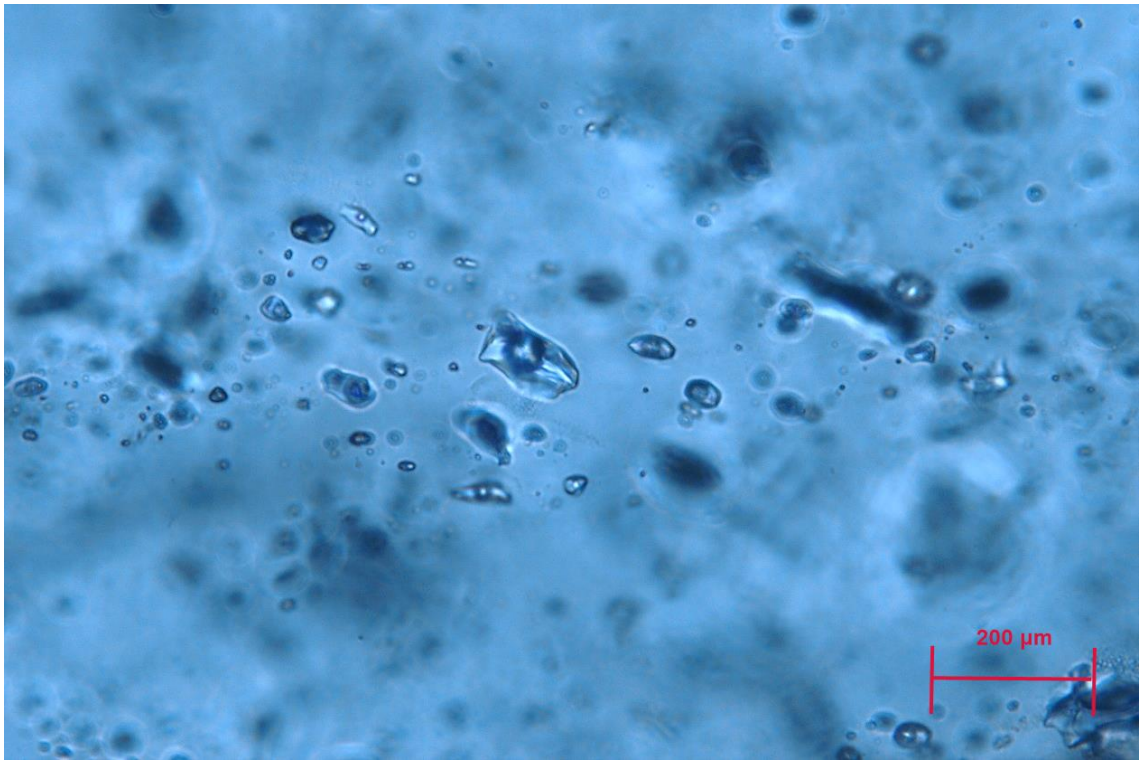


Figura 416 – Microfotografia exemplificativa do aspeto geral de um grupo numeroso de IF P de geometria e dimensão variável.

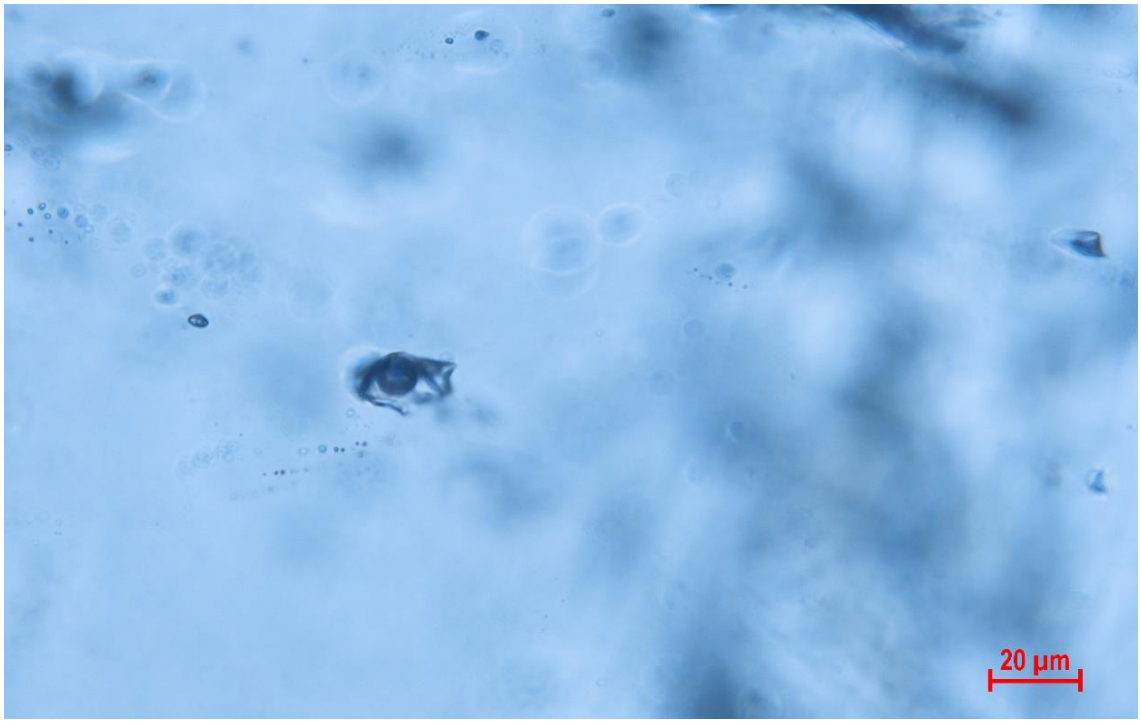


Figura 417 – Microfotografia de uma IF P isolada e de geometria irregular no Quartzo IA.

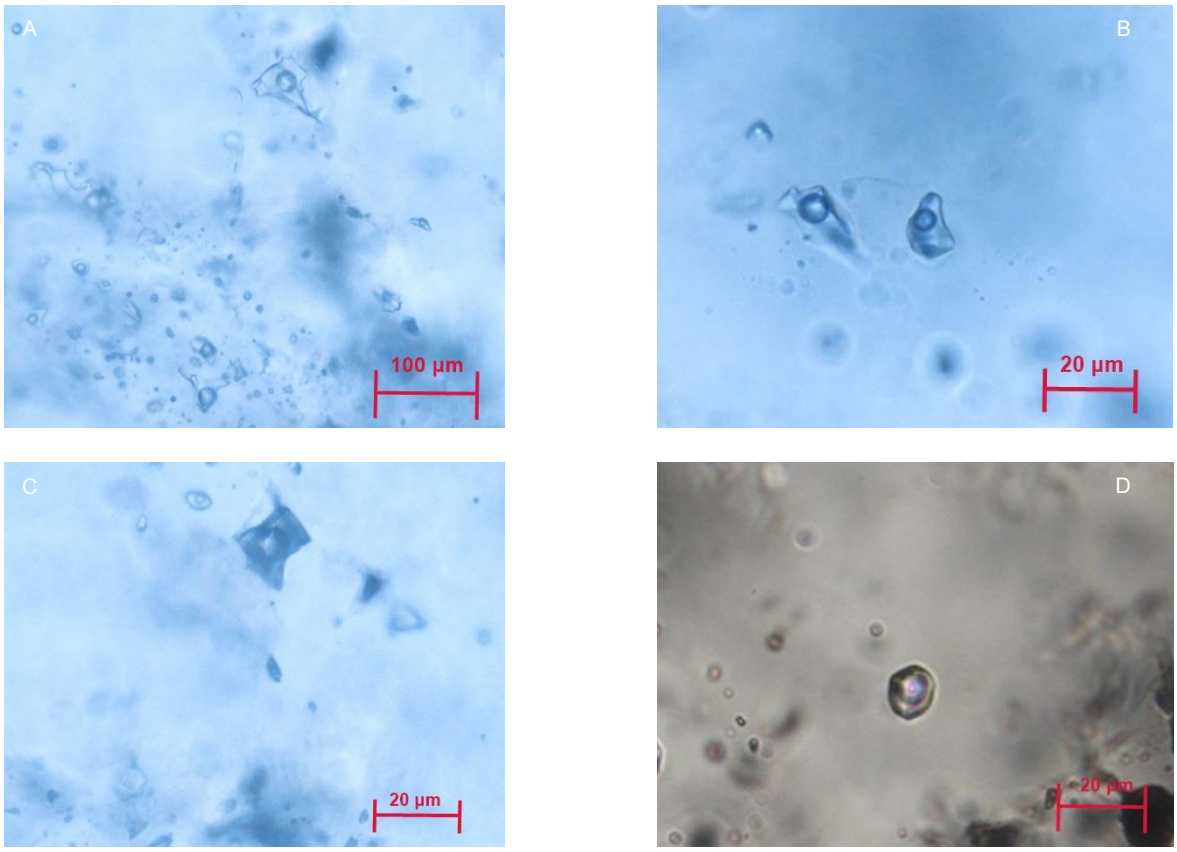


Figura 418 – Microfotografias com os diferentes aspetos e geometrias observados nas IF P presentes no Quartzo IA. (A) diversas geometrias tais como irregular, oval e circular; (B, C) geometrias irregulares; (D) geometria em cristal negativo.

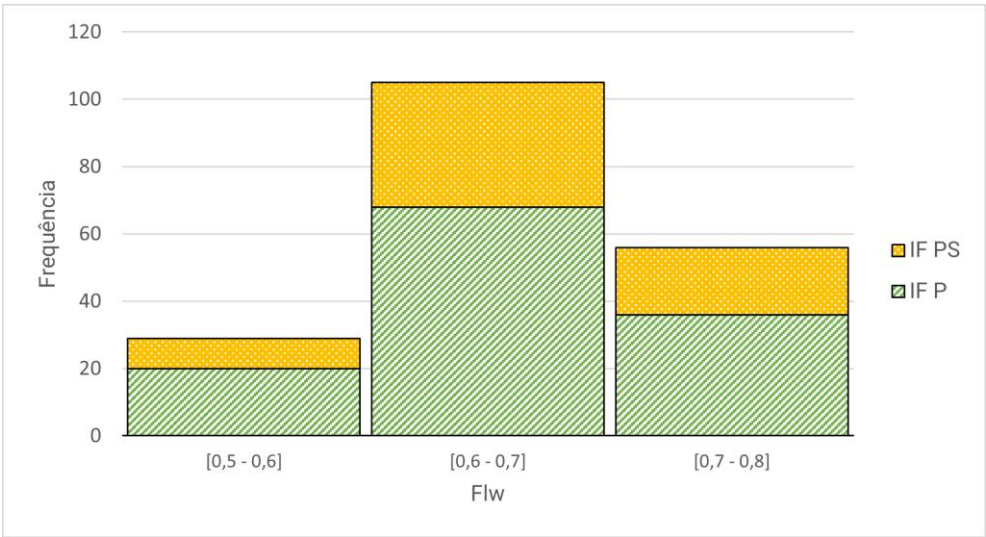


Figura 419 – Histograma dos valores de Flw detreminados nas IF P e PS presentes selecionadas no QzIA.

As IF PS são menos comuns que as IF P, e a sua observação é bastante condicionada dada a abundância de IF P e S que por vezes ocorrem, sendo geralmente mais pequenas (< 5-20μm), com uma geometria sobretudo ovais a circulares, ocorrendo em pequenos alongamentos Intra cristalinos *(Figuras 420 e 421)*, sendo bifásicas e com Flw entre os 0,65 e 0,85 (ver *Figura 419*). As IF S identificadas ocorrem em fraturas cicatrizadas, geralmente fraturas muito retas de extensão variável, e onde se observam grupos de inúmeras IF de dimensão reduzida (≤ 15μm), bifásicas, de geometria sobretudo oval ou circular *(Figura 422)*, embora surjam algumas IF muito irregulares ou em cristal negativo, e com um Flw compreendido entre 0,8 a 0,95 *(Figura 423)*.

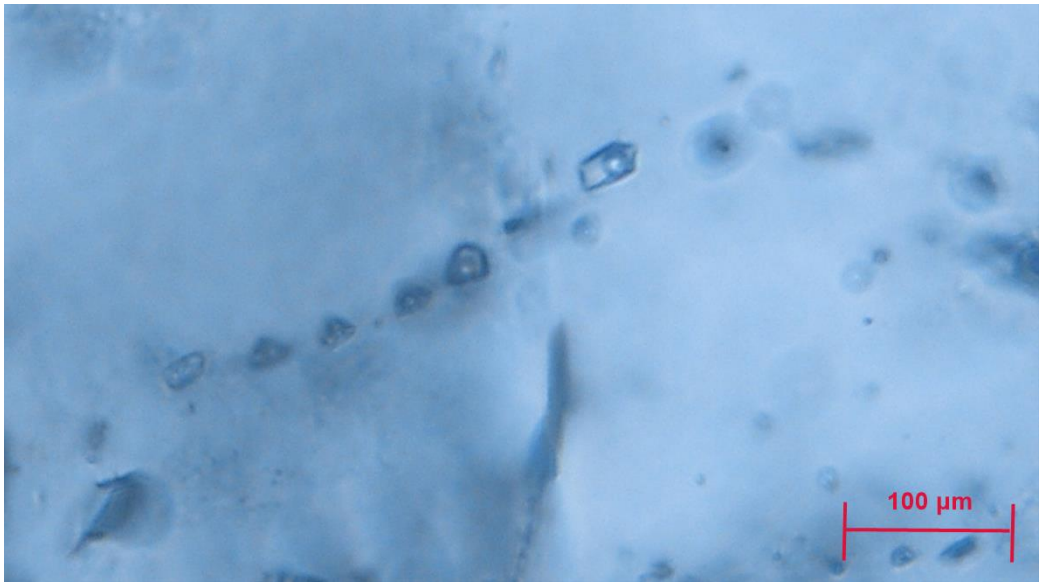


Figura 420 – Microfotografia exemplificativa de um alinhamento intracristalino de apenas algumas IF PS de pequena dimensão e essencialmente de geometria oval a circular.

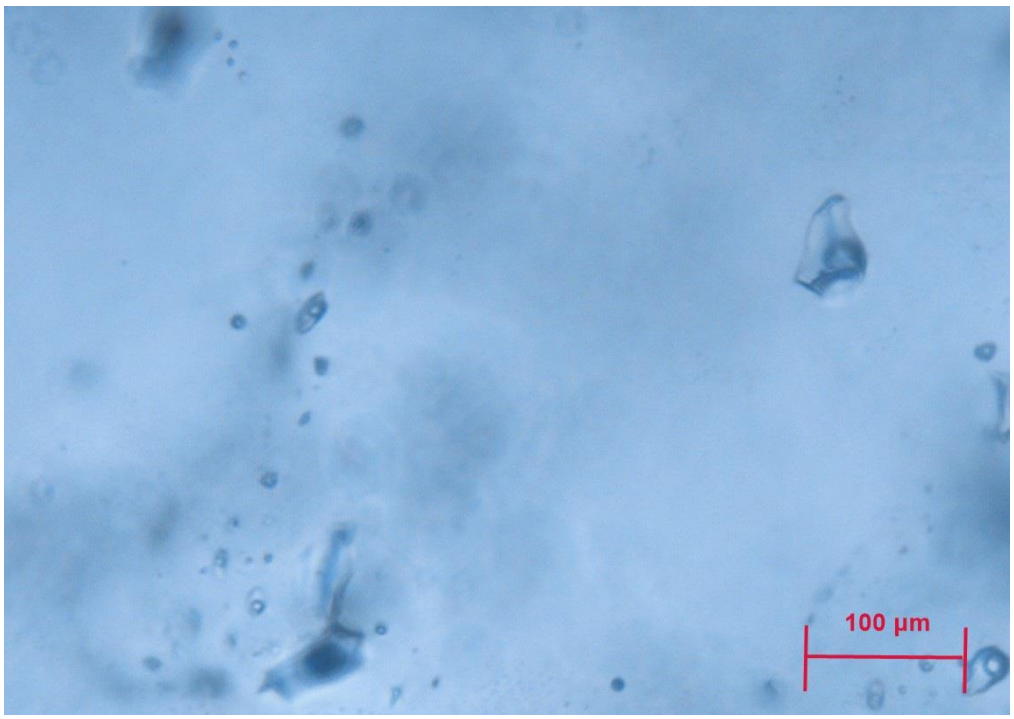


Figura 421 – Microfotografia de um pequeno alinhamento intracristalino de IF PS num cristal de Quartzo IA. Note-se uma IF P isolada de maior dimensão (canto superior direito) próxima ao alinhamento de IF PS.

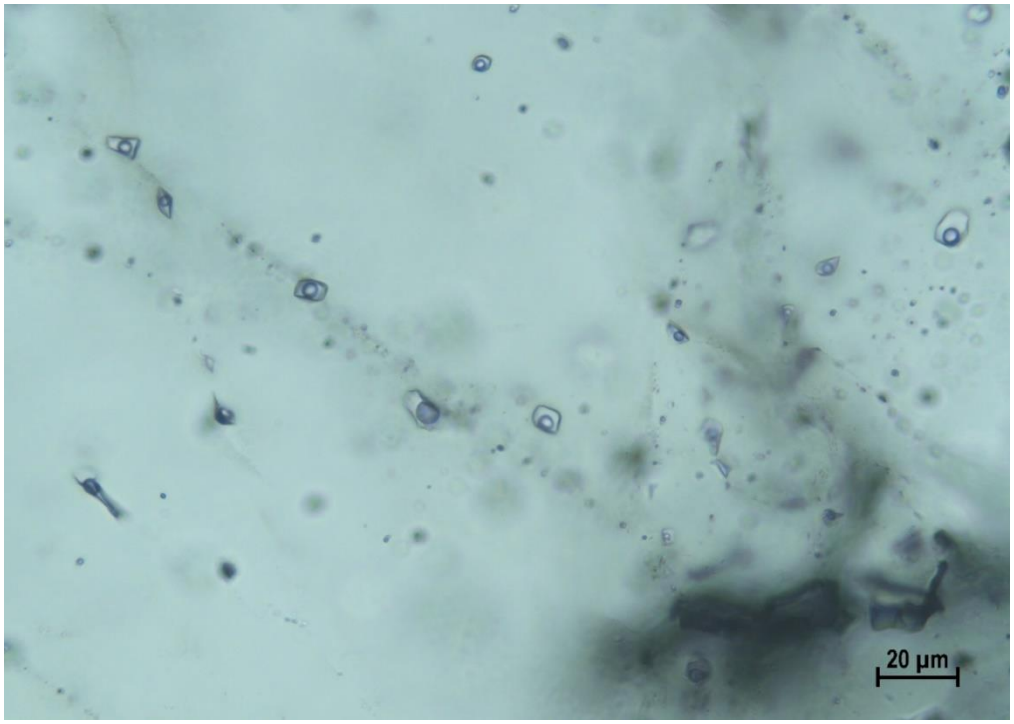


Figura 422 – Microfotografia demonstrativa de uma fratura cicatrizada no Quartzo IA com inúmeras IF S bifásicas de geometrias variadas, desde o cristal negativo, oval, circular a oval.

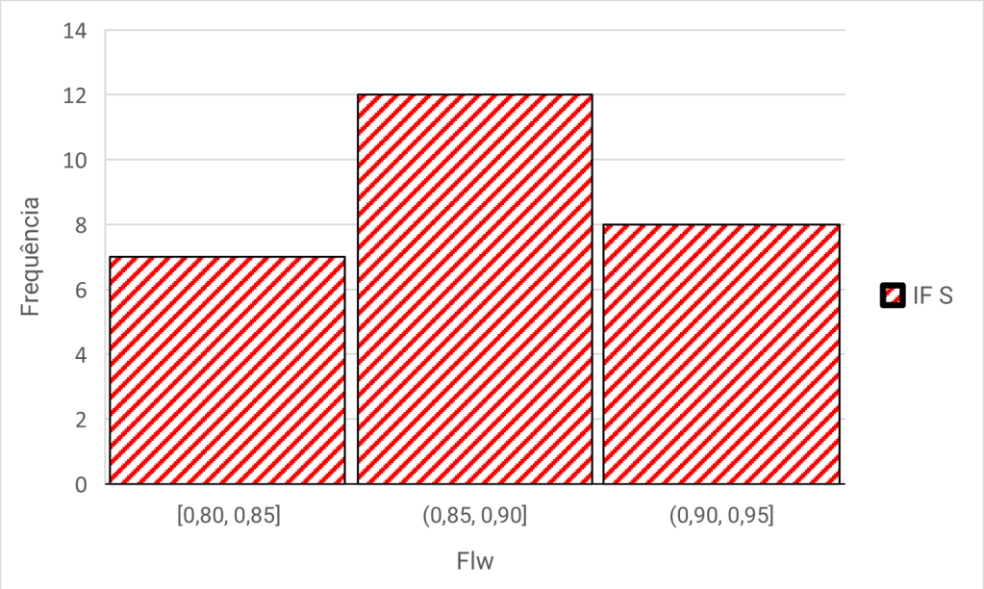


Figura 423 – Histograma relativo aos valores de Flw apurados nas IF S selecionadas no QzIA.

Relativamente ao Quartzo IB, resultante da subgranulação do Quartzo IA, as IF são bastante raras, dada a dimensão muito pequena a que por vezes o Quartzo IA foi reduzido. Quando existentes, correspondem sobretudo a IF P, de dimensão reduzida e isoladas *(Figuras 424 e 425)*, separadas do cristal original, mas preservadas nestes fragmentos mais pequenos de Quartzo IB, exibindo características petrográficas semelhantes às IF P reconhecidas no Quartzo IA. Nos espaços intragranulares entre os pequenos fragmentos de Quartzo IIB, ocorrem inúmeras IF S bifásicas, de Flw entre 0,8 a 0,95, de dimensão muito reduzida (≤ 5μm) e de geometria circular a oval, e, portanto, muito semelhantes às IF S identificadas em fraturas cicatrizadas no Quartzo IA *(Figura 426)*. Estas IF S foram interpretadas como representativas como o mesmo evento tardio de fracturação e circulação de fluídos, uma vez que muitas destas fraturas no Quartzo IA tem prolongamento e se encontram ligadas a estes espaços intergranulares no Quartzo IB, para além da semelhança dos vários aspetos petrográficos das IF S presentes.

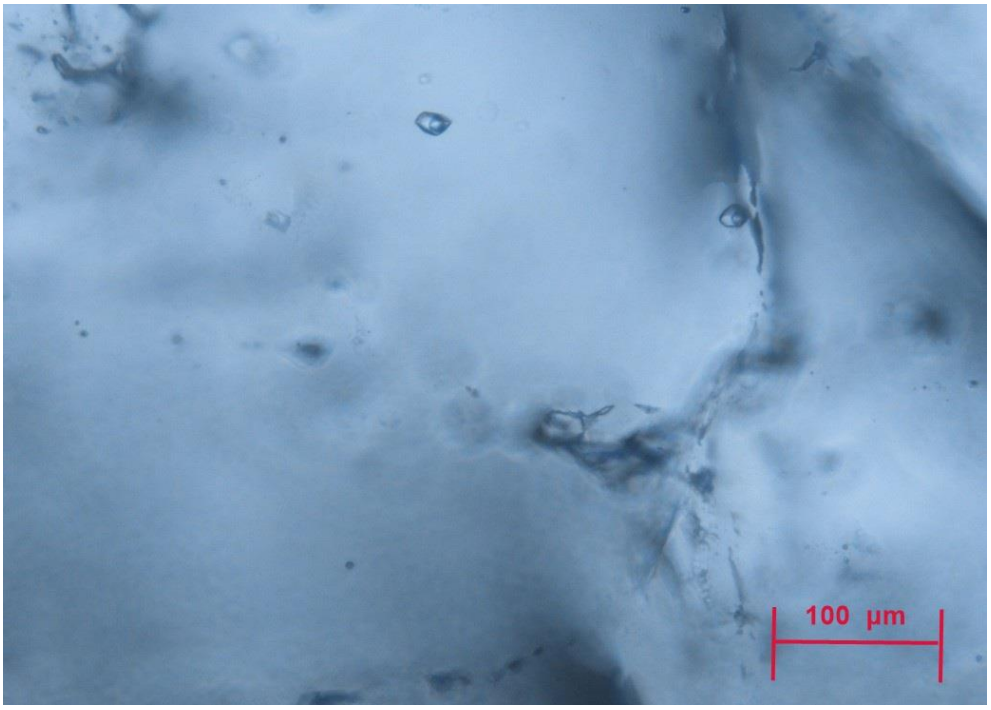


Figura 424 – Microfotografia de duas IF P isoladas, de dimensão reduzida e geometria ocelada a oval, inclusas no Quartzo IB.

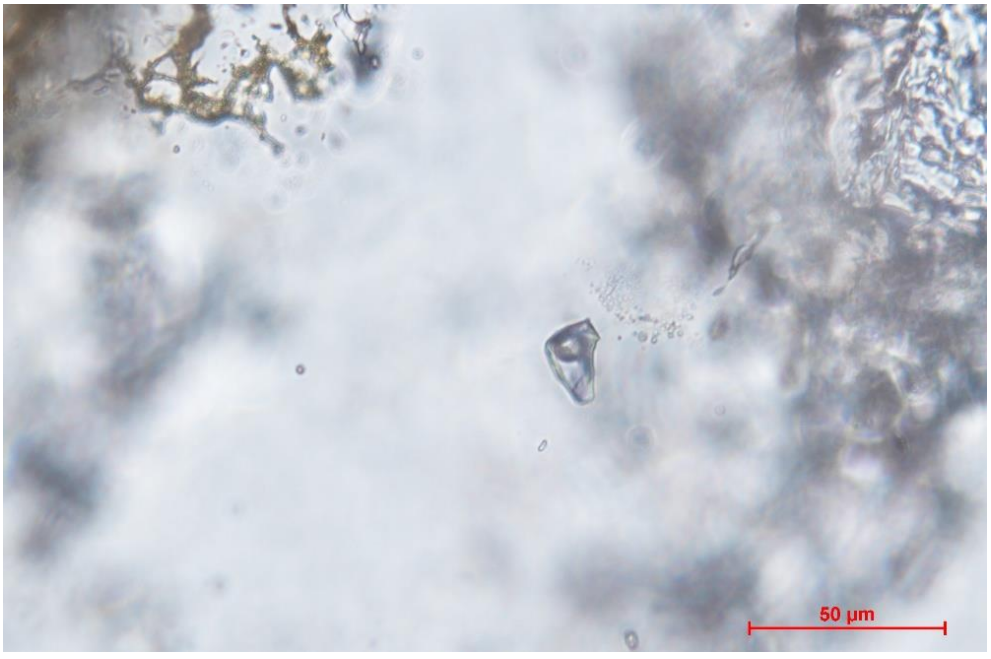


Figura 425 – Microfotografia de uma IF P irregular isolada próxima ao bordo de um cristal de Quartzo IB.

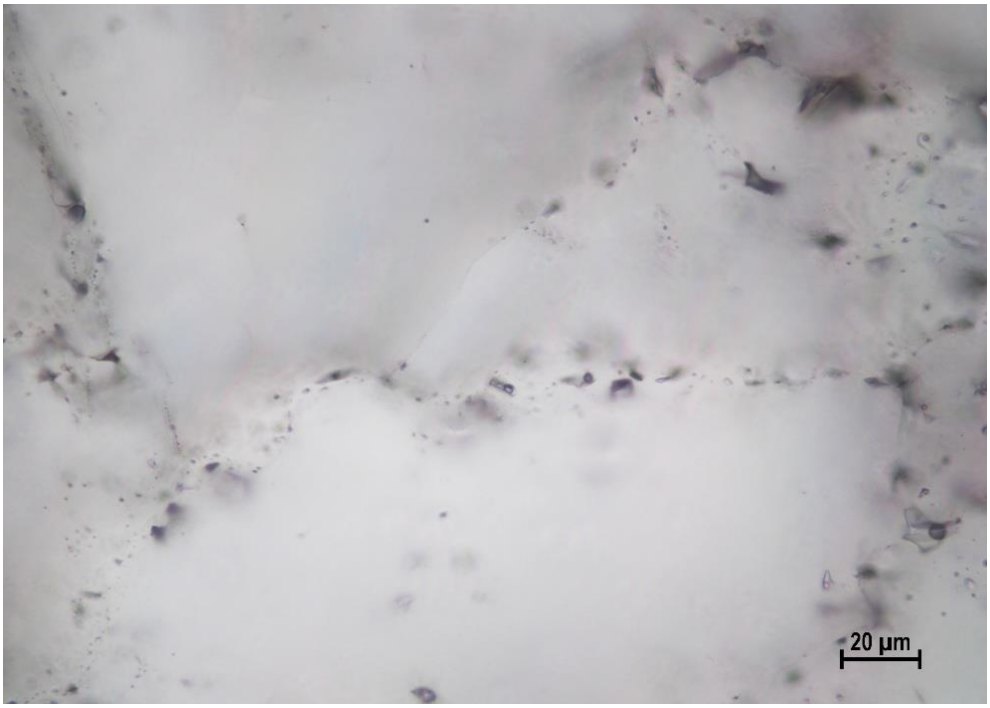


Figura 426 – Microfotografia exemplificativa das IF S existentes nos espaços intergranulares dos cristais de Quartzo IB.

10.2.1.4. Inclusões fluidas no quartzo contemporâneo da mineralização em sulfuretos (Quartzo IIA e IIB)

A análise petrográfica prévia das amostras dos veios mineralizados em cassiterite do depósito de Ervedosa, revelaram a presença de dois episódios de deposição de quartzo límpido a semi-leitoso, associados a diferentes sulfuretos (aqui designada Quartzo IIA e IIB), pouco abundantes, e que ocorrem sobretudo em fraturas resultantes de diferentes episódios de fracturação no Quartzo IA. Nas amostras analisadas neste trabalho foi possível discernir pelo menos dois destes episódios de fracturação e deposição de sulfuretos:

(1) um primeiro episódio de deposição de Quartzo IIA, límpido, que penetra fraturas centimétricas a milimétricas ou por vezes em massas de maior dimensão que envolvem o Quartzo IA e Quartzo IB, e ao qual se associam a arsenopirite, a pirite, a esfalerite, o bismuto, a bismutinite e a calcopirite *(Figura 427)*;

(2) um segundo episódio, com a deposição de Quartzo IIB, semi-leitoso a leitoso, em fraturas centimétricas a milimétricas nas gerações anteriores de quartzos e outros minerais, e seus sulfuretos associados, nomeadamente arsenopirite II, pirite II, calcopirite II e estanite *(Figura 428)*.

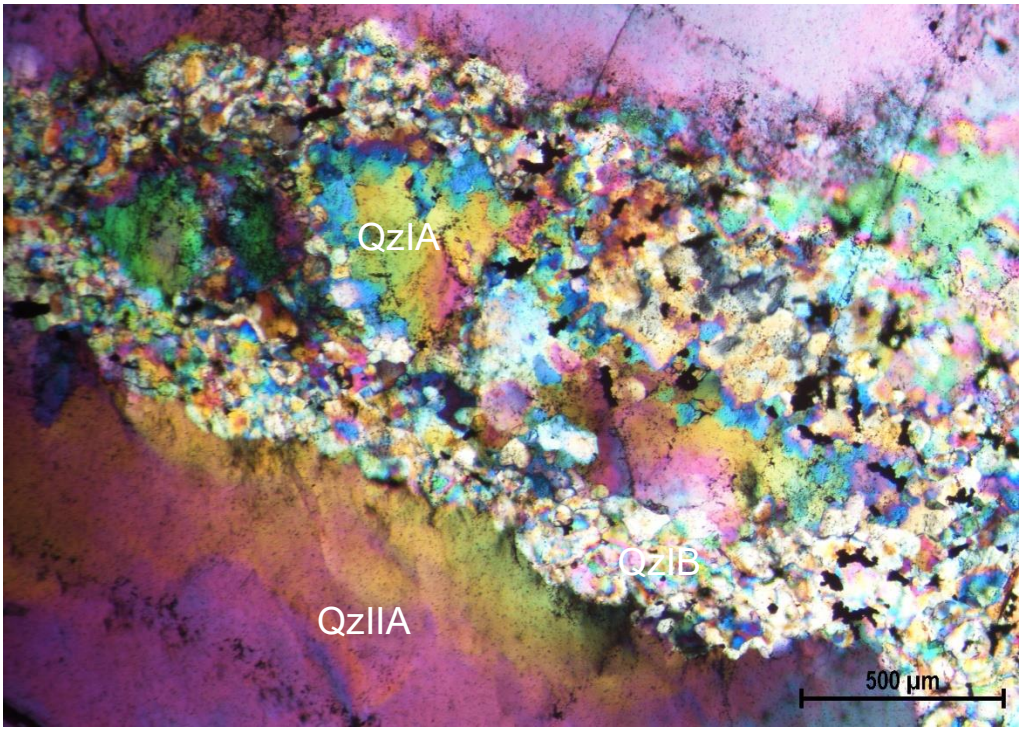


Figura 427 – Microfotografia exemplificativa do aspeto e ocorrência do Quartzo IIA, neste caso a envolver um conjunto de cristais de Quartzo IA e IB.

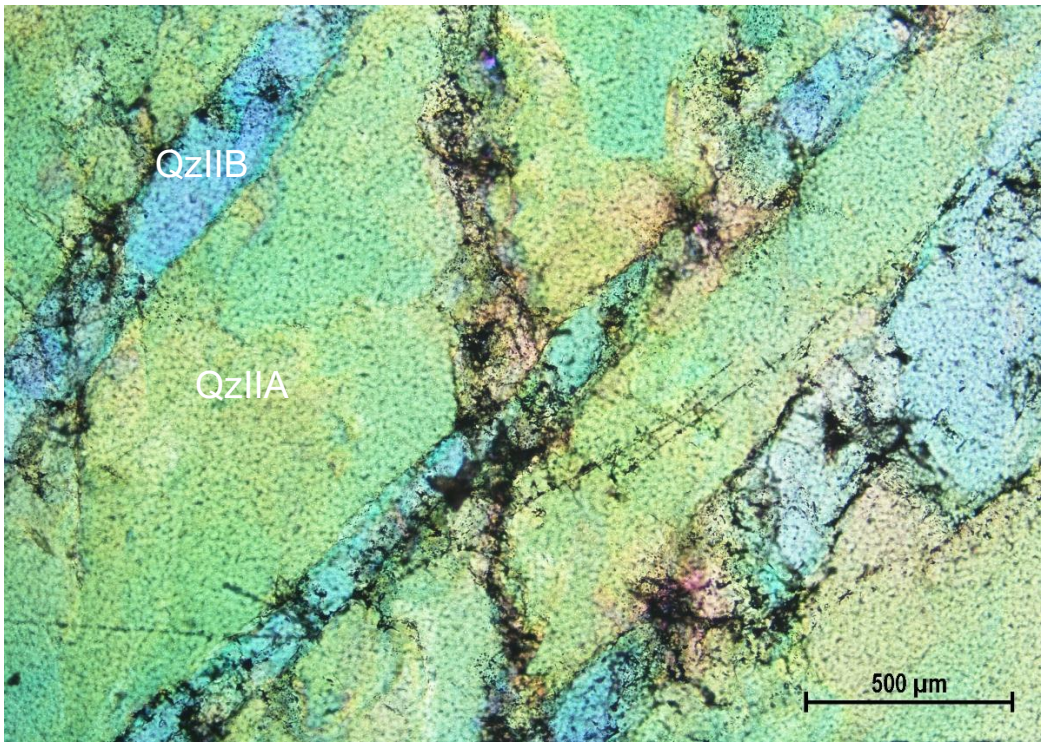


Figura 428 – Microfotografia representativa do aspeto geral do Quartzo IIB, neste exemplo em fraturas microscópicas a penetrar o Quartzo IIA.

No Quartzo IIA, que ocorre sobretudo em fraturas e/ou a envolver Quartzo IA, as IF são bastante abundantes, e cujo estudo petrográfico, de acordo com os critérios de *Roedder (1984)* permitiram a identificação de IF P, PS e S. As IF P são bastante abundantes, sobretudo em grupos, compostos de IF que variam de pequena a grande dimensão (≤ 5-100μm) *(Figura 429)*, mas, surgindo, também isoladas e dispersas segundo as três dimensões do cristal *(Figura 430)*. Dominam as geometrias em cristal negativo, oval e circular, embora surjam também IF irregulares *(Figura 431)*. Em termos do Flw apresentam valores compreendidos entre 0,6 e 0,85 *(Figura 432)*, sendo bifásicas a Troom. As IF PS no Quartzo IIA são mais raras, surgindo apenas esporadicamente como pequenos alinhamentos intracristalinos de pequena extensão, onde grupos pouco numerosos de IF PS se encontram alinhadas. Correspondem a IF com Flw compreendido entre 0,6 e 0,8 (ver *Figura 432*) e bifásicas a Troom, muito semelhantes às IF P encontradas neste quartzo, embora de dimensão um pouco mais reduzida e em geometrias mais irregulares, ovais ou circulares *(Figura 433)*.

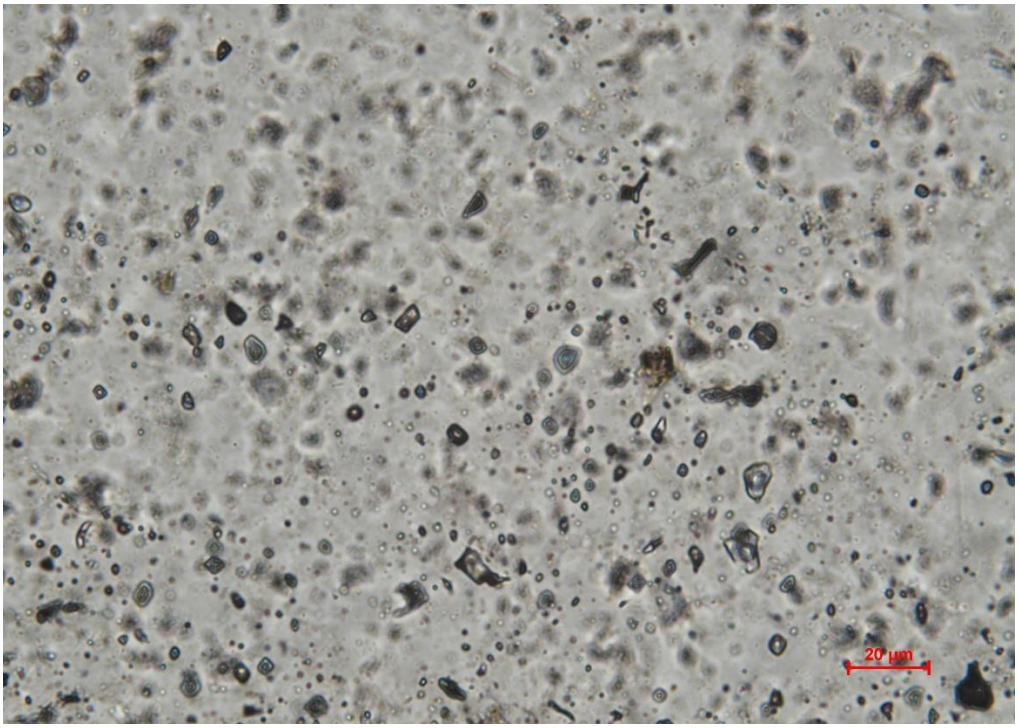


Figura 429 – Microfotografia exemplificativa de um grupo numeroso de IF P no Quartzo IIA.

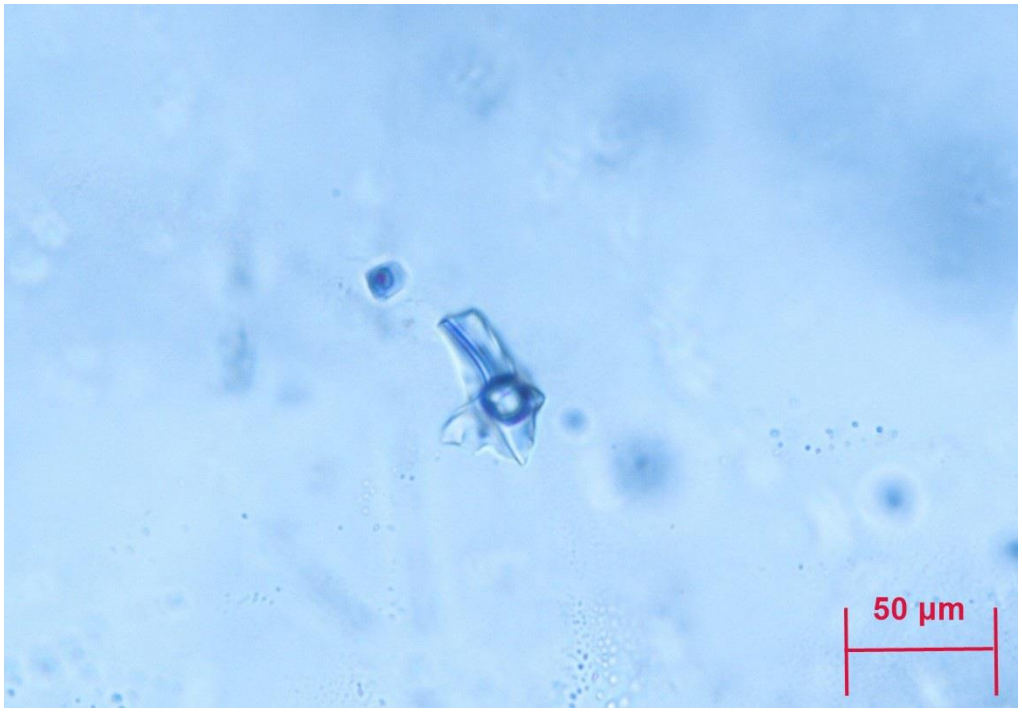


Figura 430 – Microfotografia de uma IF P inclusa no Quartzo IIA a ocorrer isolada.

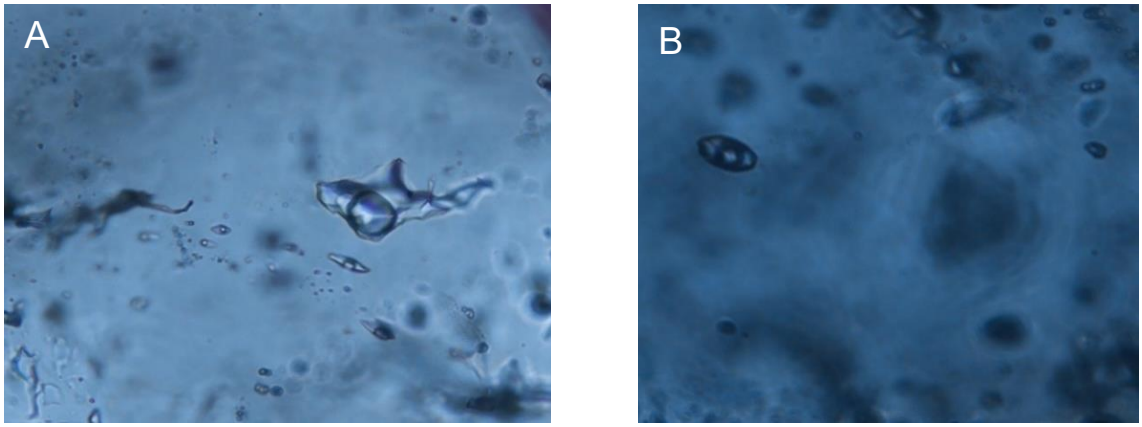


Figura 431 – Microfotografias representativas de algumas geometrias que podem ser observadas nas IF P presentes no QzIIA, como geometrias irregulares e ovais/ alongadas (A) e geometria em cristal negativo (B).

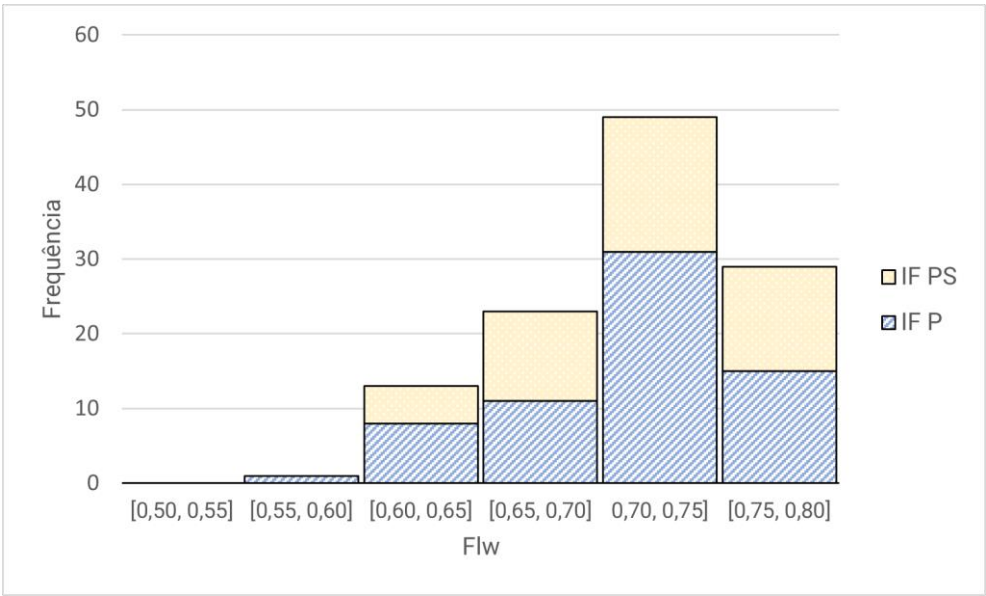


Figura 432 – Histograma relativo aos valores de Flw determinados nas IF P e PS selecionadas no QzIIA para estudos de IF.

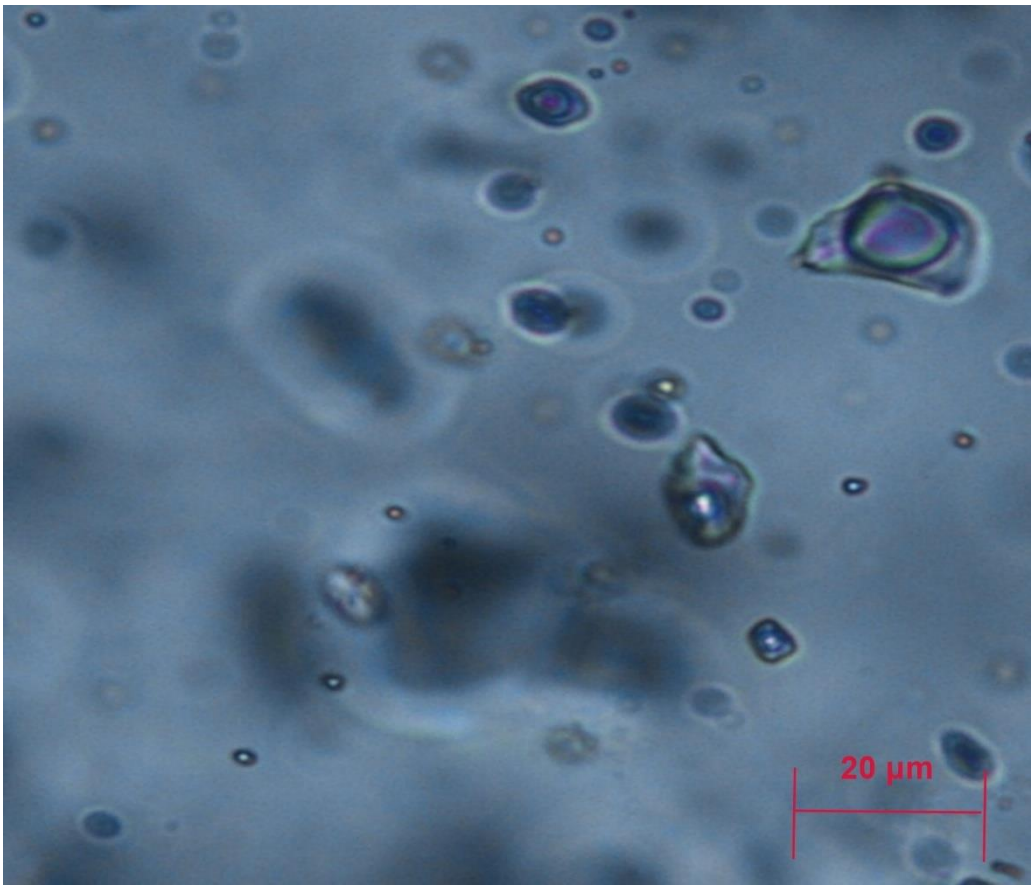


Figura 433 – Microfotografia de IF PS no QzIIA, de dimensão muito reduzida e com geometrias essencialmente irregulares, oval e circular. Note-se uma IF P de dimensão superior no canto superior direito.

As IF S detetadas no QzIIA são, em regra geral, abundantes, ocorrendo em fraturadas cicatrizadas, em grupos muito numerosos compostos por centenas de IF de dimensão muito reduzida (≤ 5μm) *(Figura 434)*, embora ocasionalmente ocorram IF S com dimensões superiores e que podem chegar aos 15μm *(Figura 435)*. São bifásicas a Troom, exibindo Flw compreendido entre 0,8 a 0,95 *(Figura 436)*, bem como geometrias sobretudo irregulares, circulares a ovais. Exibem frequentemente, movimento pseudo-browniano.

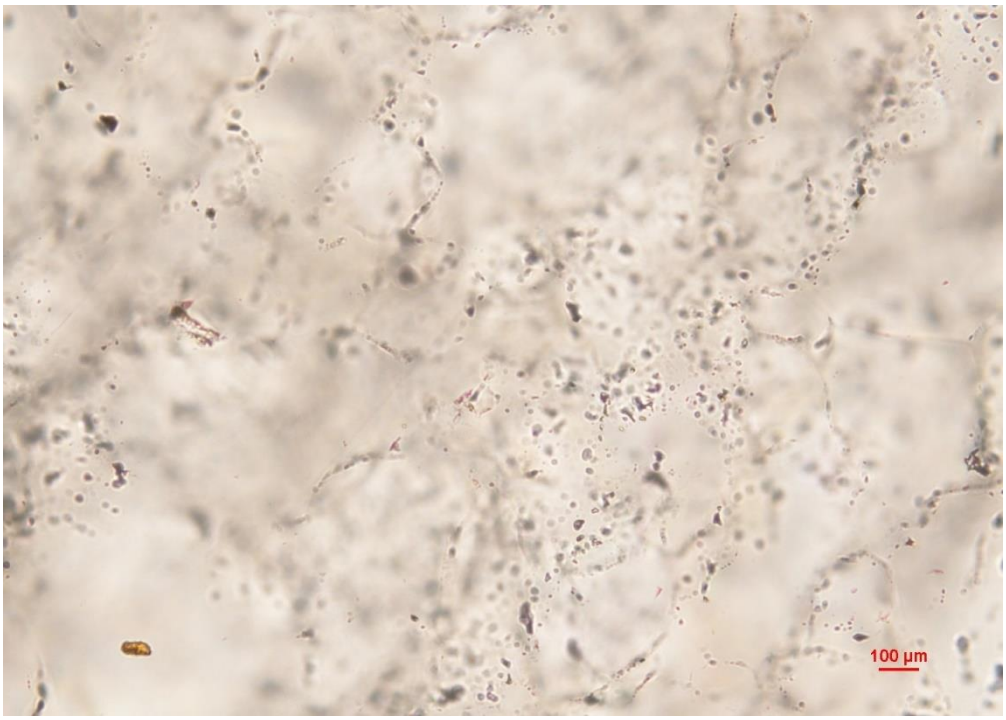


Figura 434 – Microfotografia do aspeto geral das IF S presentes em fraturas cicatrizadas no QzIIA.

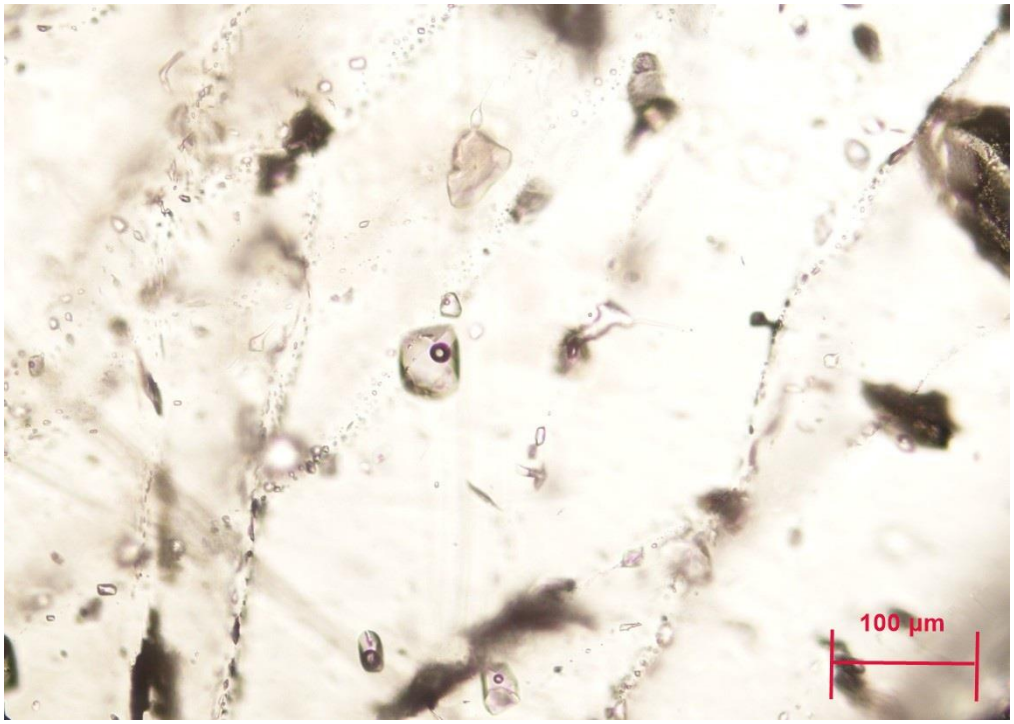


Figura 435 – Microfotografia de detalhe de uma IF S de dimensão superior no QzIIA.

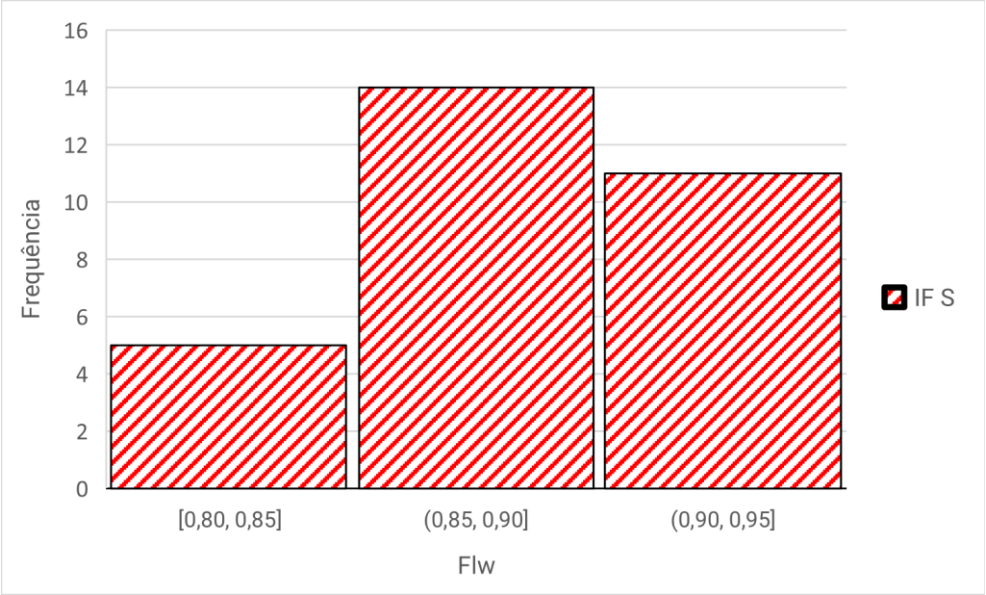


Figura 436 – Histograma relativo aos valores de Flw apurados nas IF S observadas no QzIIA.

No Quartzo IIB, os estudos petrográficos revelaram igualmente a presença de de IF P, PS e S, embora que muito pouco abundantes em dimensão razoável ao seu estudo, sendo a sua observação dificultada pelo elevado número de IF de dimensão extremamente reduzida (< 1µm) *(Figura 437)*. Nas IF P passíveis de estudo, observa-se que correspondem a IF bifásicas a Troom, com Flw compreendido entre os 0,65 a 0,85 *(Figura 438)*, ocorrendo ora isoladas, ora em grupos numerosos, demostrando

geometrias irregular, oval ou circular *(Figura 439)*. As IF PS são muito raras e são semelhantes às IF P, em número de fases, Flw e geometria, ainda que de dimensão bastante mais reduzida (≤ 10μm), surgindo em pequenos alinhamentos intracristalinos *(Figura 440)*.

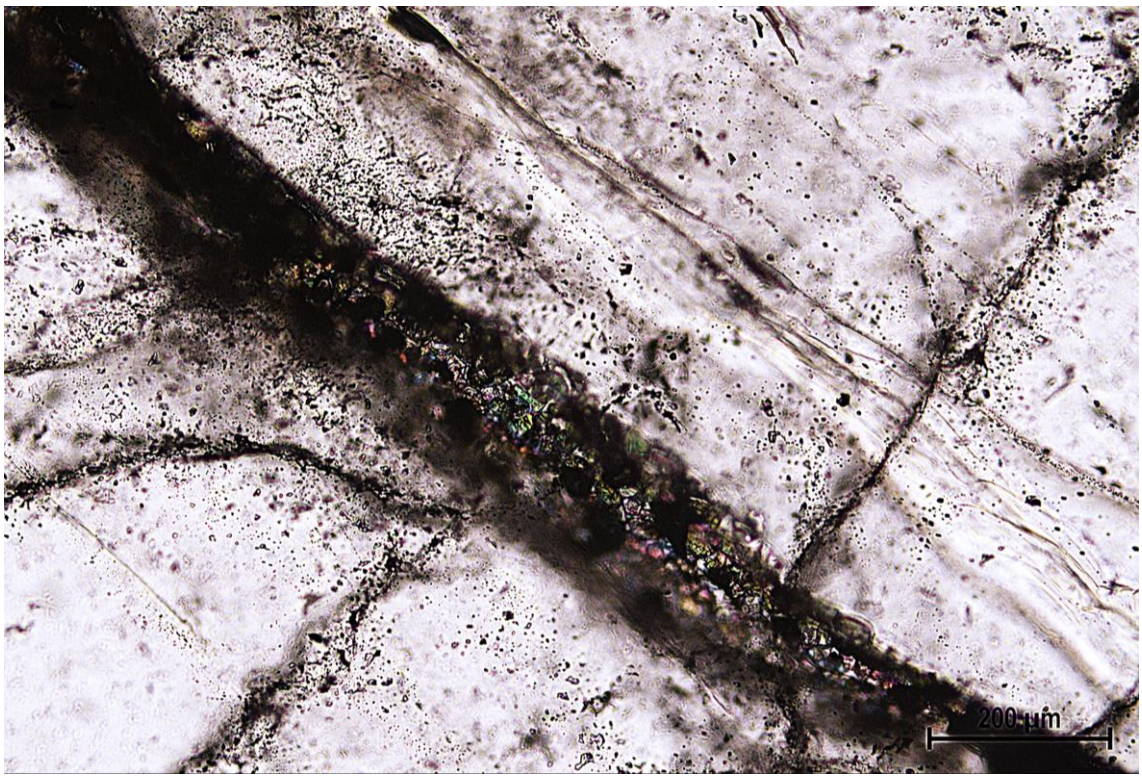


Figura 437 – Microfotografia demonstrativa do aspeto geral do Quartzo IIB, com uma elevada abundância de IF de dimensão muito reduzida.

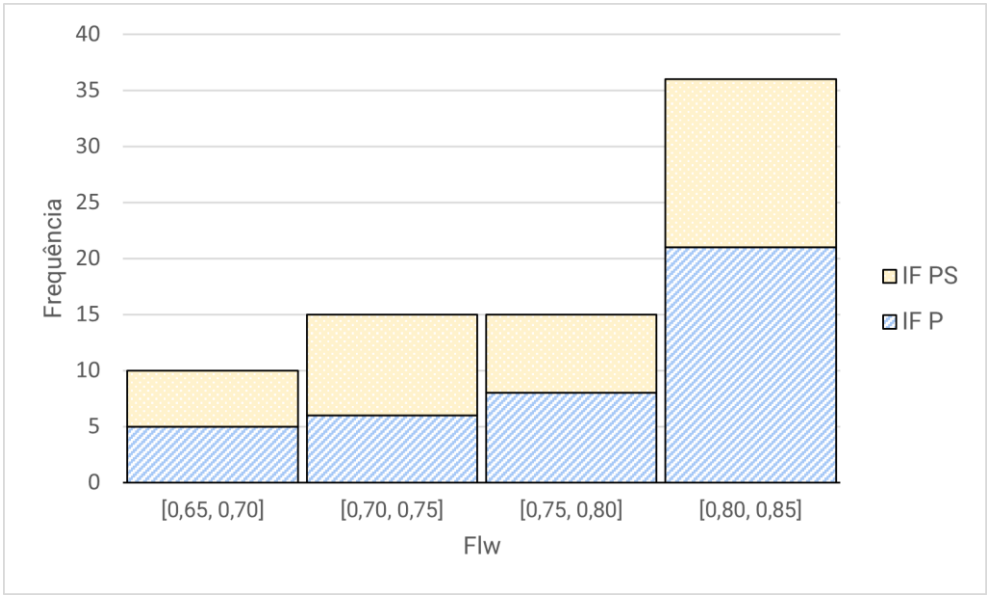


Figura 438 – Histograma relativo aos valores de Flw determinados nas IF P e PS estudadas petrograficamente no QzIIB.

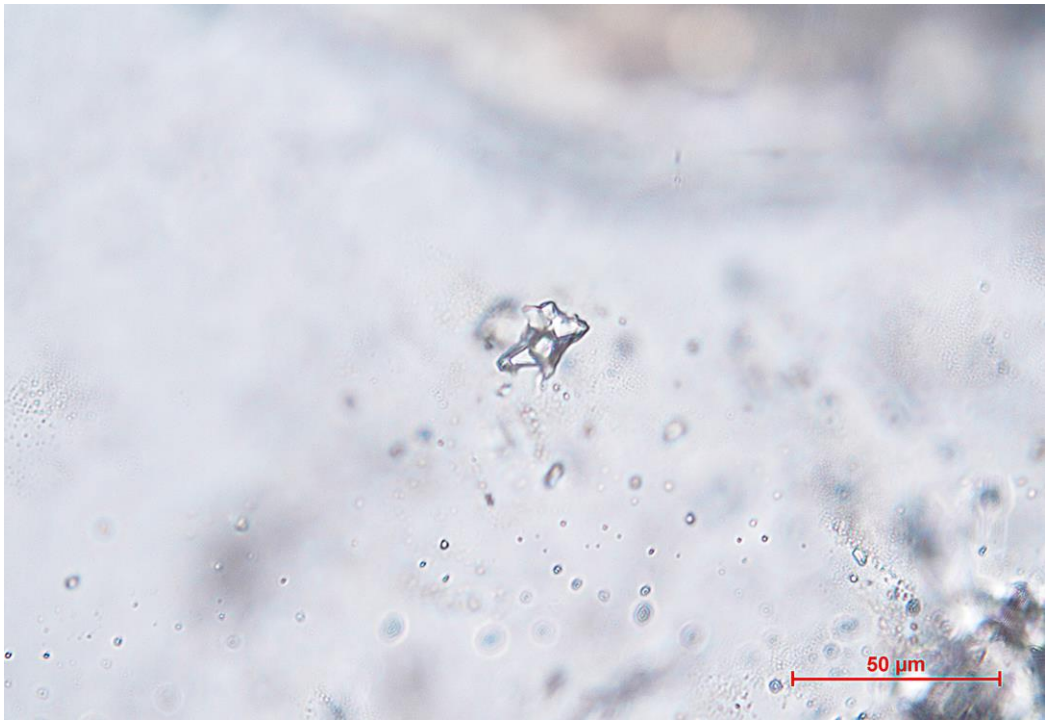


Figura 439 – Microfotografia de uma IF P de geometria muito irregular inclusa no Quartzo IIB.

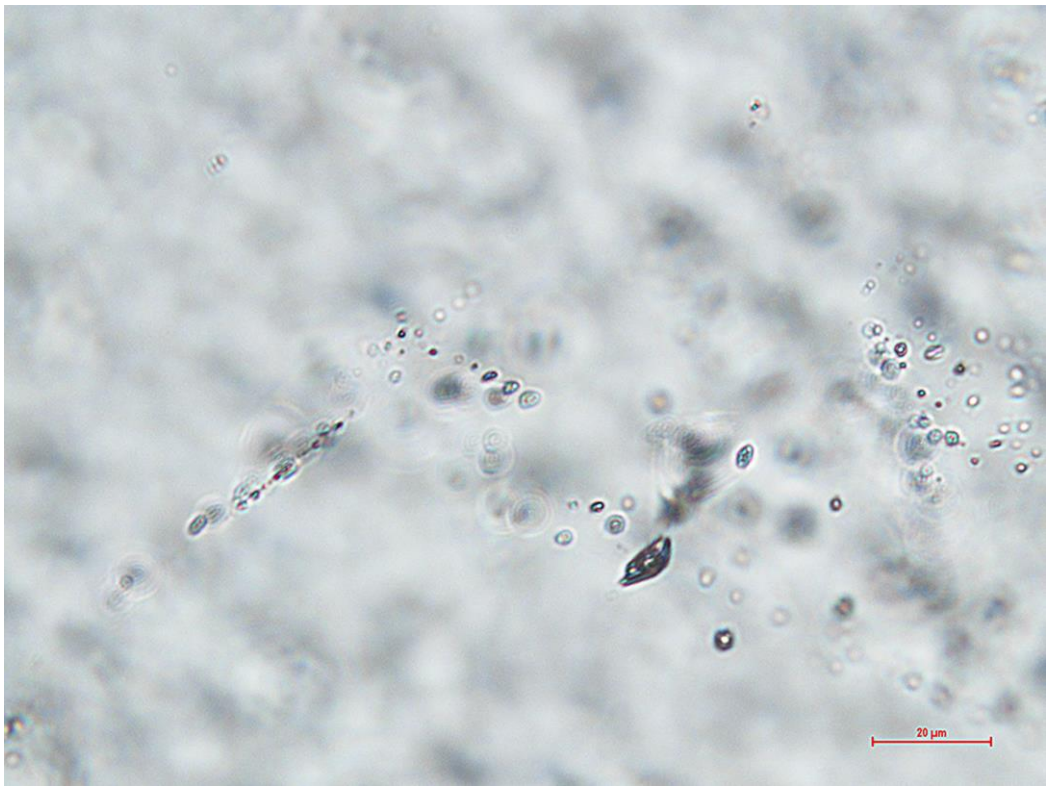


Figura 440 – Microfotografia rrepresentativa do aspeto das IF PS presentes no Quartzo IIB, ocorrendo em pequenos alinhamentos intracristalinos de pequena extensão, compostos por algumas IF de pequena dimensão.

As IF S são frequentes em ambas as tipologias de Quartzo II, em fraturas cicatrizadas ou pequenos veios microscópicos, e que em amostras orientadas são de direção aproximadamente N-S a NNE-SSW, onde ocorrem em grande número, embora de dimensão bastante reduzida (≤ 5μm) *(Figura 441)*, embora ocasionalmente possam ocorrer IF de dimensão superior. São maioritariamente IF com geometrias ovais e circulares, mas também irregulares e em cristal negativo *(Figura 442)*, sendo bifásicas a Troom e com um Flw no intervalo entre os 0,9 e 0,95 *(Figura 443)*. Estas IF são bastante semelhantes em termos petrográficos com as IF observadas quer no Quartzo IA e nos espaços intergranulares do Quartzo IB, quer na última geração de quartzo leitoso estéril identificado na área da mina de Ervedosa, o qual é discutido mais à frente neste documento, e que está relacionado com as fases de fracturação tardi-varisca.

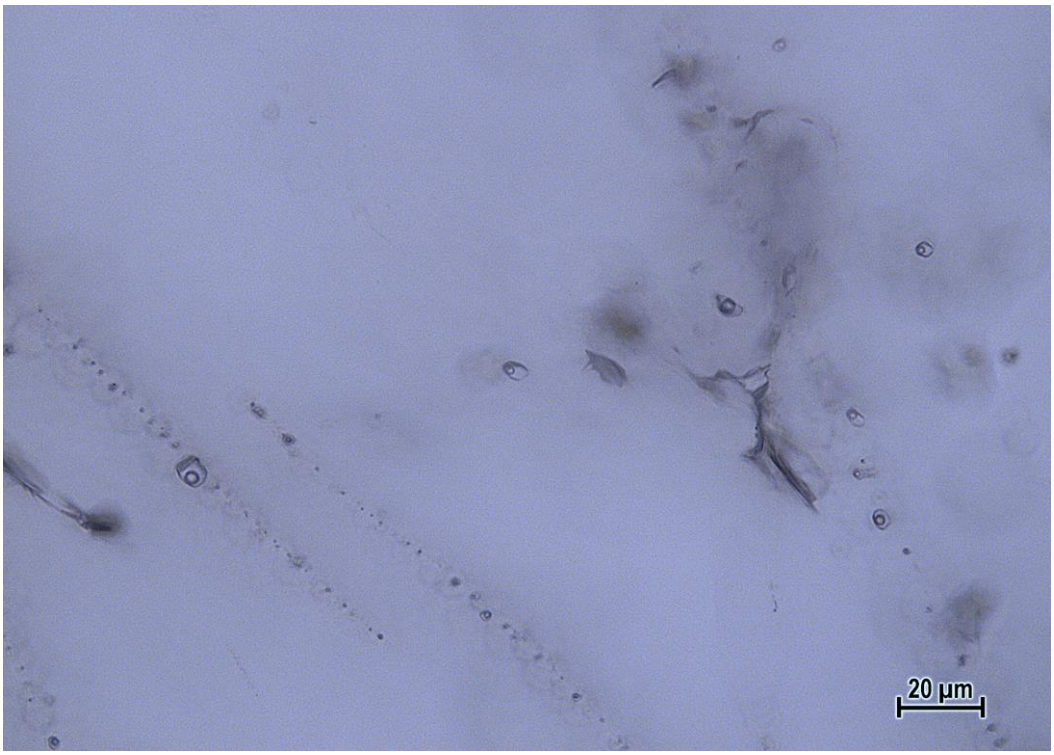


Figura 441 – Microfotografia de várias fraturas cicatrizadas no Quartzo IIA com múltiplas IF S de dimensão reduzida.

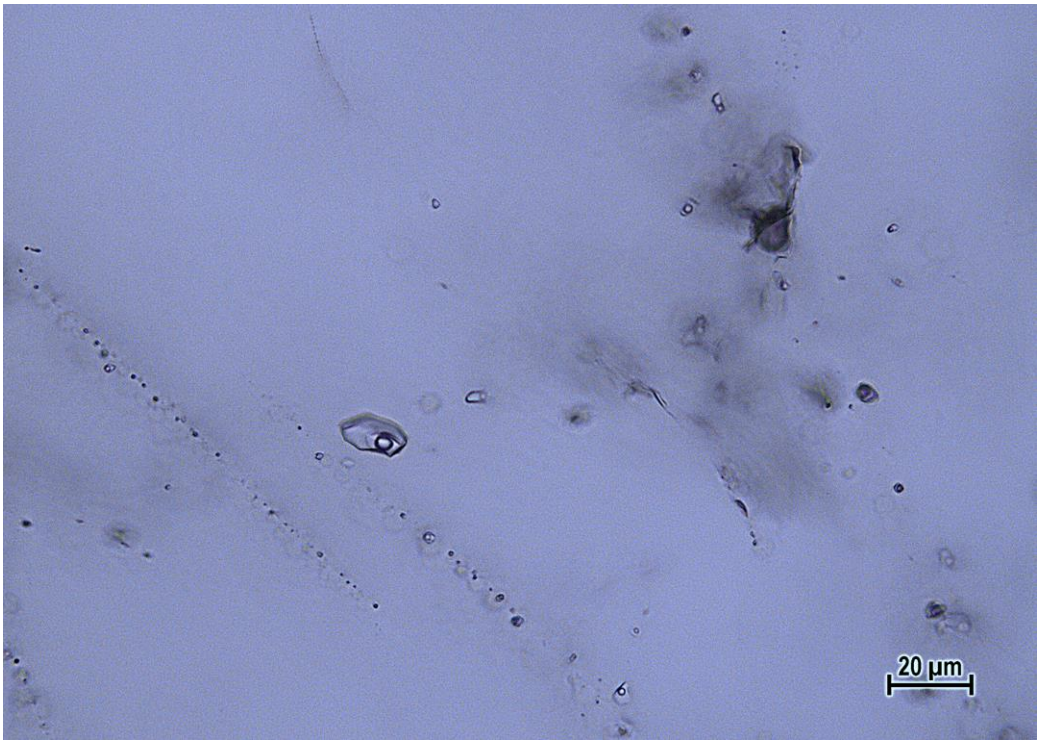


Figura 442 – Microfotografia exemplificativa de uma IF S com geometria em cristal negativo no Quartzo IIA.

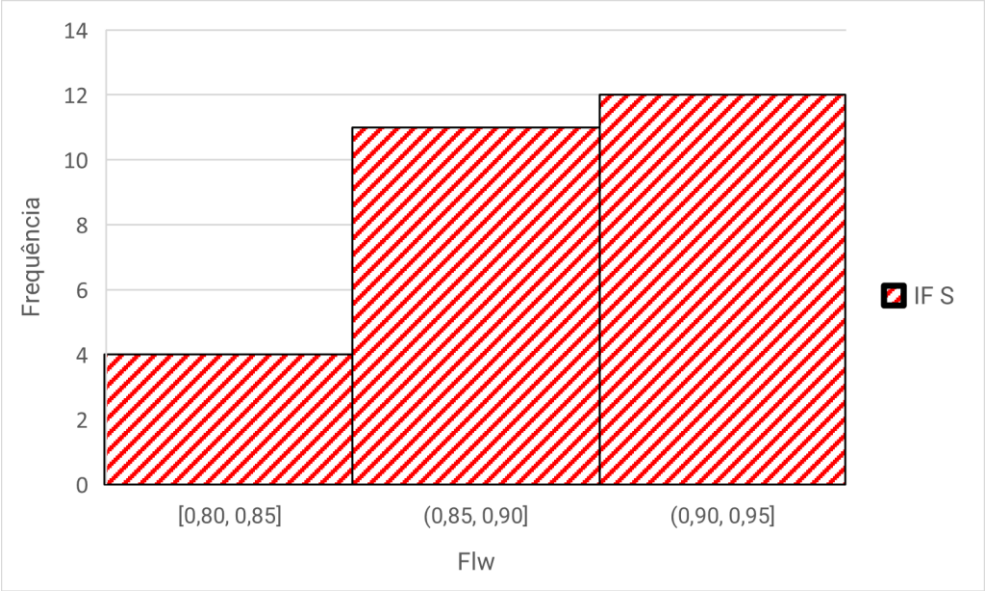


Figura 443 – Histograma dos valores de FIw determinados nas IF S analisadas petrograficamente no QzIIB.

10.2.1.5. Inclusões fluidas no quartzo tardio associado a falhas tardi-variscas (Quartzo III)

Ocorrem na área de Ervedosa, diferentes filões verticais estéreis de quartzo leitoso a por vezes mais límpido em algumas secções dos cristais, filões estes de direção aproximadamente N-S a NNE-SSW, associados às fases frágeis terminais da orogenia

varisca. Encontram-se por vezes nesta geração de quartzo, óxidos de Fe tardios em fraturas. As amostras desta geração de quartzo (aqui designada por Quartzo III), quando analisadas petrograficamente revelaram uma elevada densidade de IF P bifásicas, de dimensão bastante reduzida (≤ 15µm) *(Figura 444)*, com geometria maioritariamente circular, oval e irregular. Esta tipologia de IF P é muito semelhante a IF S identificadas a ocorrer em fraturas cicatrizadas e pequenos veios de dimensão microscópica nos Quartzos IA, IIA e IIB. Ocorrem sobretudo em grupos muito numerosos (dezenas a centenas de IF) *(Figura 445)*, muito raramente isoladas, e em áreas aleatórias do cristal de quartzo em causa, verificando-se zonas com elevadas concentrações de IF e zonas sem qualquer IF observável à resolução do microscópio. Exibem valores de Flw compreendidos entre os 0,8 e 0,95 *(Figura 446)*. Aquando do estudo petrográfico, estas IF mostram movimento pseudo-browniano.

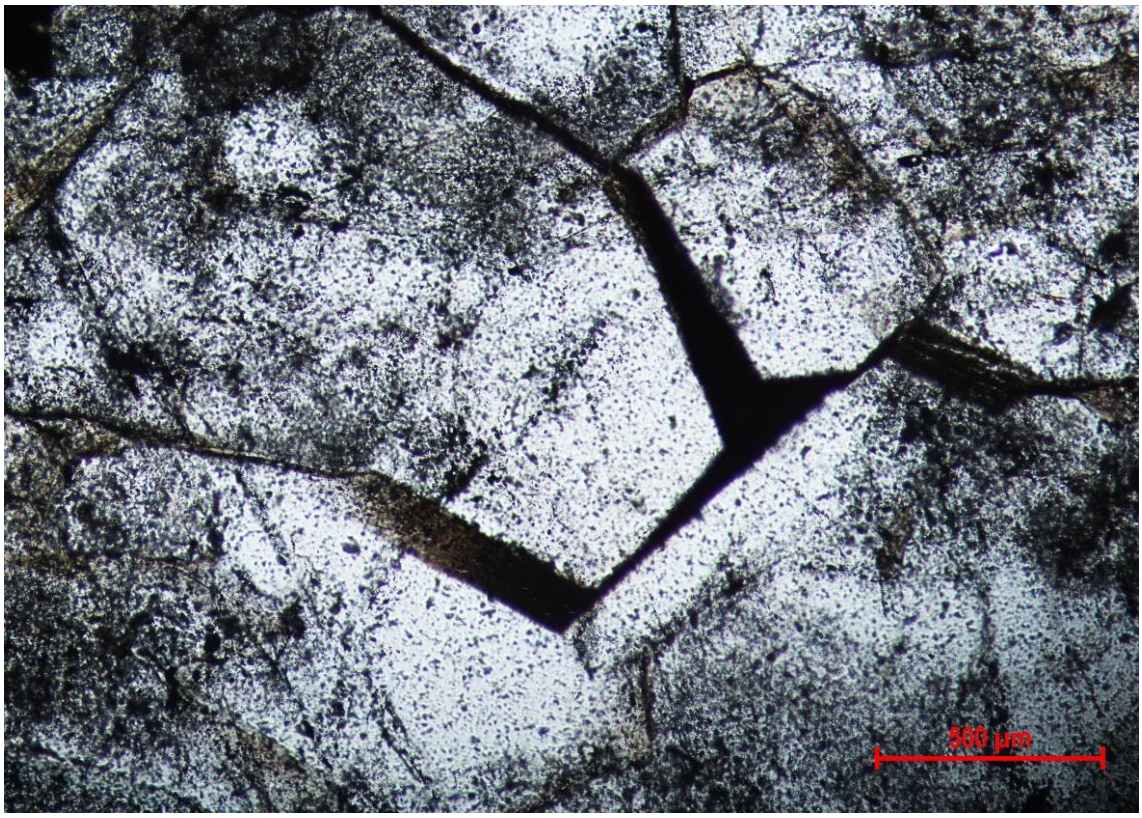


Figura 444 – Microfotografia do aspeto geral do Quartzo III, destacando-se a elevada densidade de IF existentes e o aspeto euédrico dos cristais.

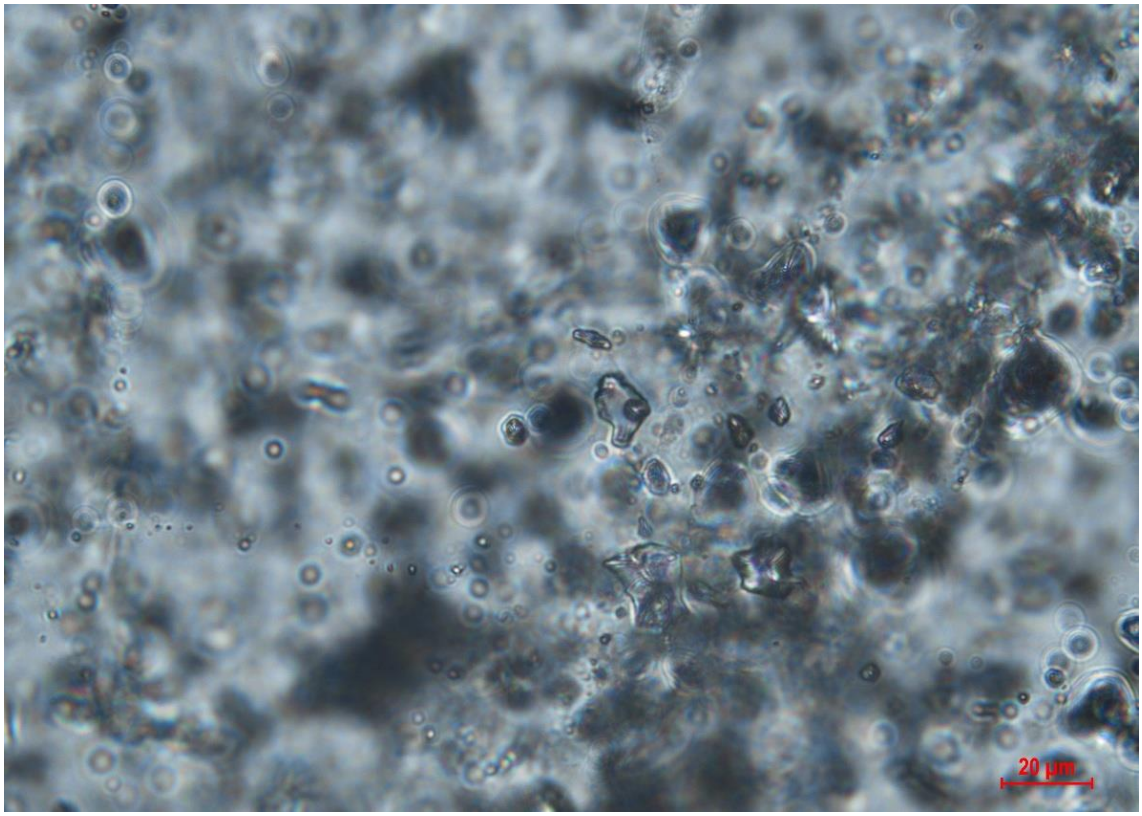


Figura 445 – Microfotografia representativa das IF P existentes no Quartzo III e onde se destacam quer a dimensão muito reduzida quer a densidade elevada de IF.

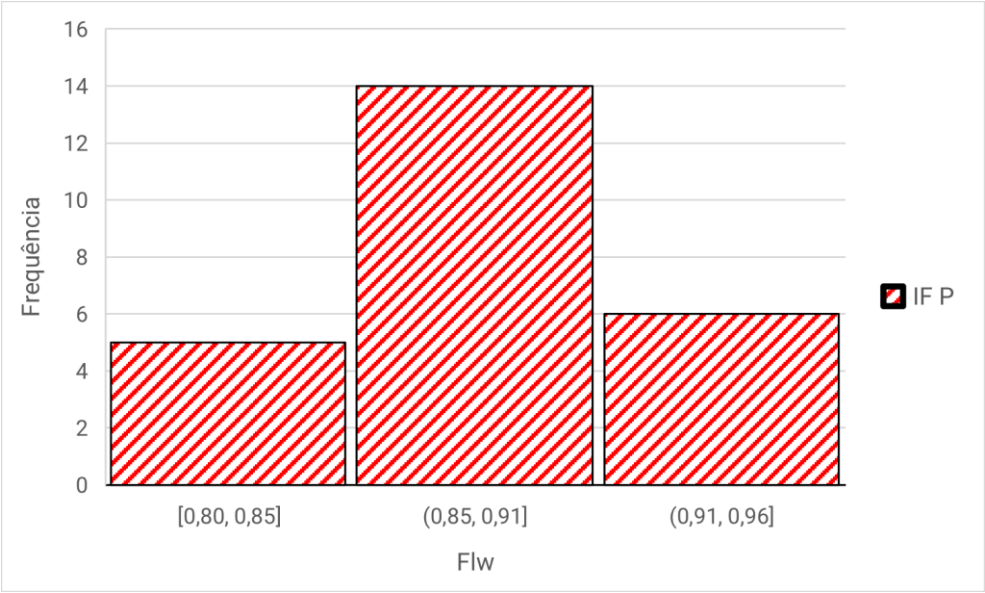


Figura 446 – Histograma respeitante aos valores de Flw apurados nas IF P presentes no QzIII estéril.

10.2.2. Depósito de W(Sn) de Murçós

10.2.2.1. Inclusões fluidas na scheelite

A análise petrográfica de diferentes amostras com cristais de scheelite, demonstrou desde logo uma fraca abundância de IF P e PS e, em menor grau IF S neste mineral *(Figura 447)*. Relativamente às IF P, estas representam a tipologia mais abundante na scheelite de Murçós, ocorrendo em grupos por vezes numerosos de IF, e de modo menos frequente isoladas, existindo uma distribuição mais ou menos homogénea das IF nos diferentes cristais.

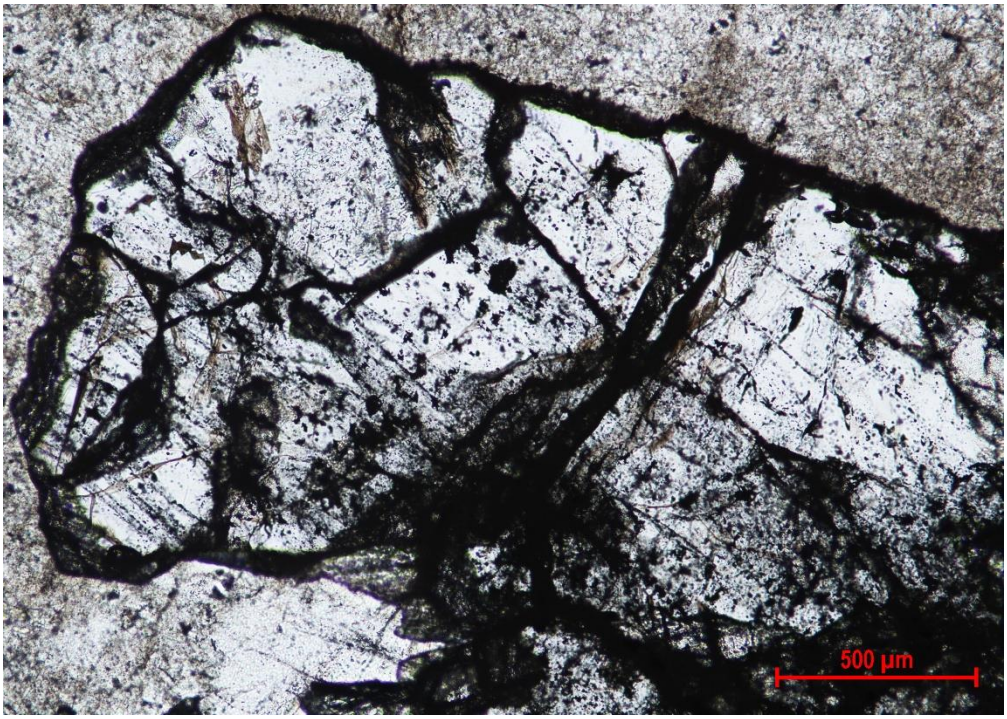


Figura 447 – Microfotografia de um cristal subédrico de scheelite de Murçós, onde se pode observar, não só uma relativa abundância de IF em algumas áreas do cristal (zonas mais negras), assim como a sua distribuição sub-paralela à direção de alongamento do cristal.

Correspondem a IF bifásicas, compostas de uma fase líquida e uma fase de vapor, com dimensões variáveis, que podem chegar desde alguns µm até 100µm, com geometrias mais comummente irregulares, mas também tubulares, ovais, circulares ou em cristal negativo *(Figura 448)*. Apresentam-se muito frequentemente em pequenos grupos, mais raramente isoladas *(Figura 449)*, e orientadas e alinhadas entre si de modo paralelo à direção de alongamento do próprio cristal de scheelite que as aloja *(Figura 450)*, sendo esta direção concordante com a direção do cisalhamento ≈N130°E, testemunhando a deformação cisalhante sofrida em estádios pós-cristalinos. Apresentam valores de Flw

compreendidos desde 0,5 até 0,8 *(Figura 451)*. Apesar da relativa abundância de IF P nas amostras de scheelite, um grande número destas IF apresenta claros sinais de *necking-down* e/ou *leakage*, discerníveis nas geometrias muito irregulares e no aspeto negro/vazio de algumas IF *(Figura 452)*.

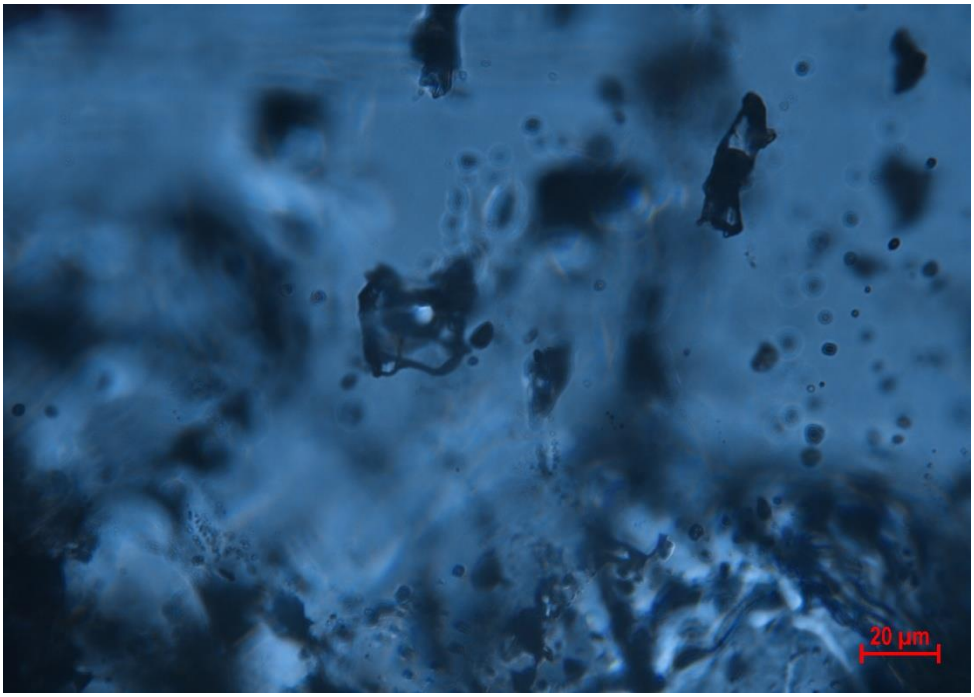


Figura 448 – Microfotografia de uma IF P bifásica de geometria irregular na scheelite, a ocorrer num grupo com outras IF de dimensão inferior.

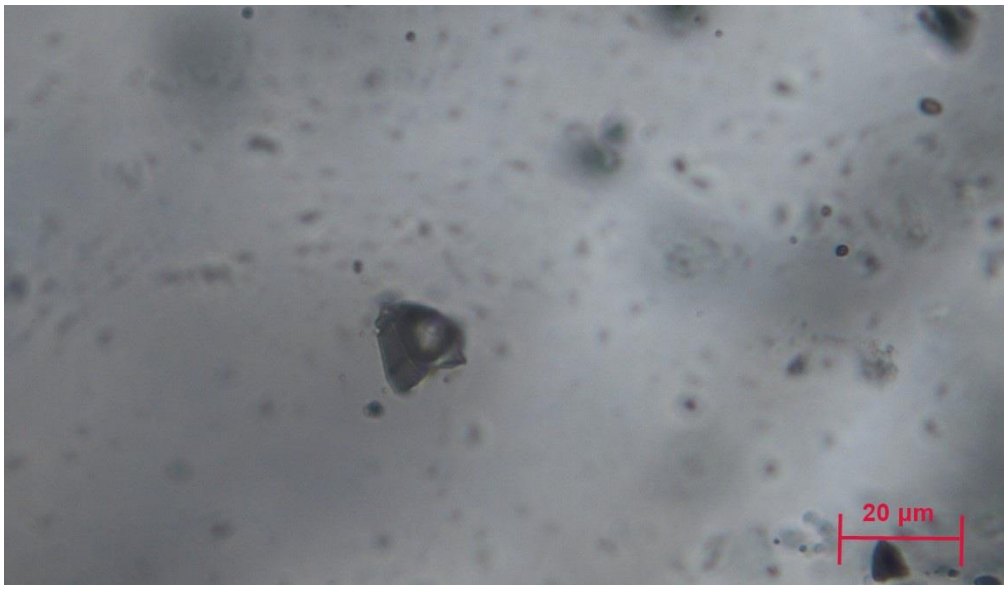


Figura 449 – Microfotografia de uma IF P bifásica na scheelite a ocorrer isolada.

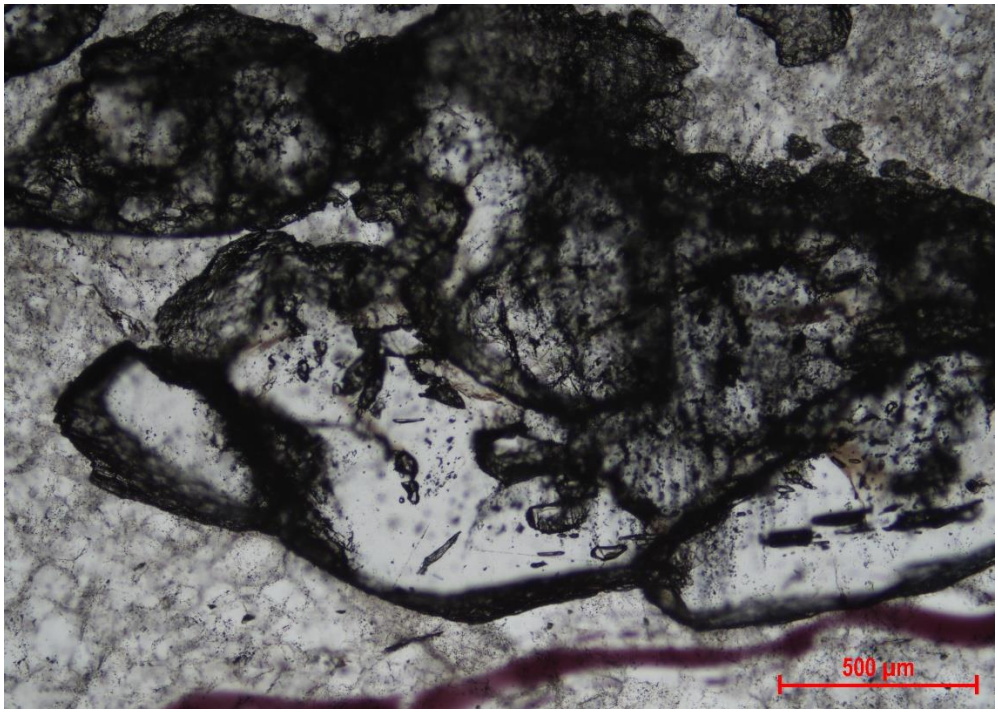


Figura 450 – Microfotografia de um cristal subédrico de scheelite onde se podem observar diversas IF P, por vezes de dimensão considerável, orientadas de modo paralelo à orientação do cristal.

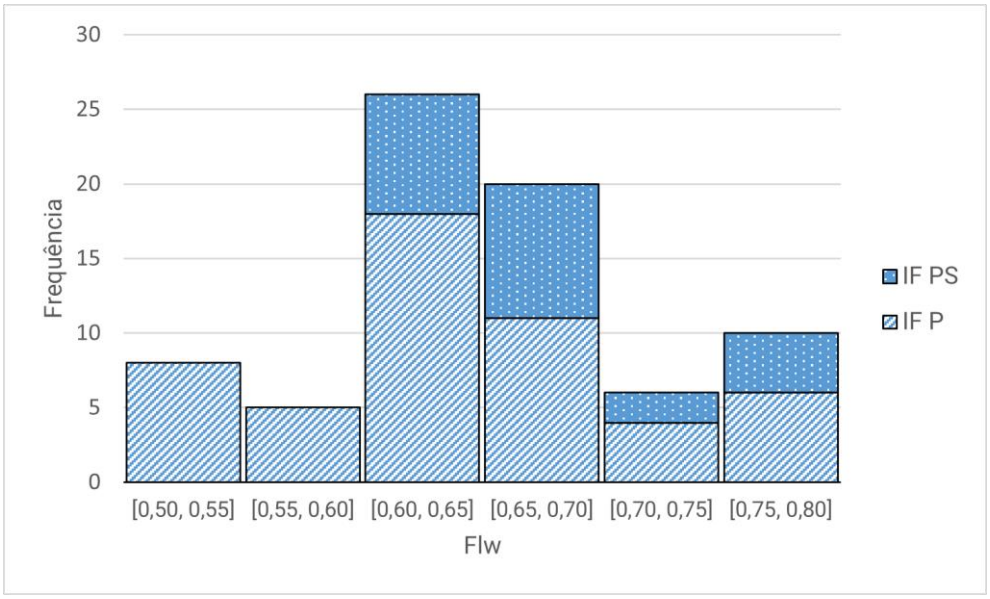


Figura 451 – Histograma dos valores de Flw apurados nas IF P e PS analisadas na scheelite.

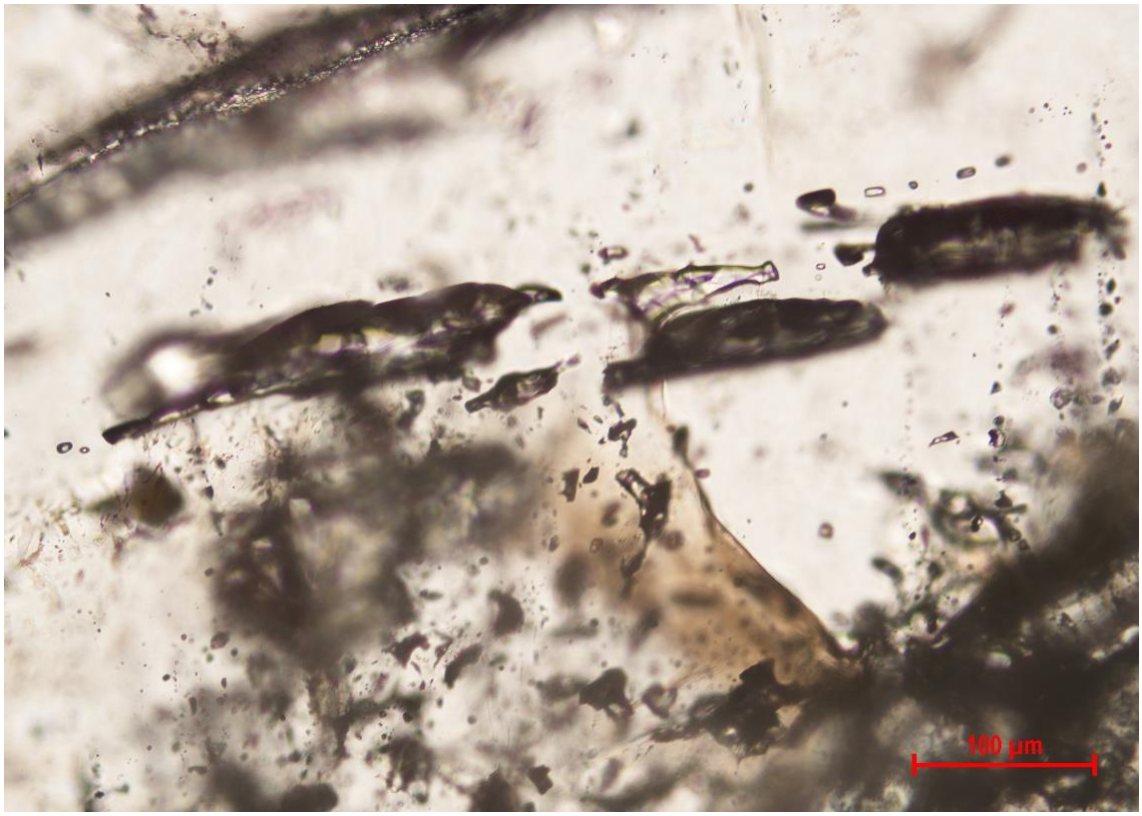


Figura 452 – Microfotografia de um grupo de IF P na scheelite com evidências de *leakage*.

As IF PS constituem o grupo mais difícil de identificar, que seja pelo elevado número de IF P que por vezes se concentram em alguma área do cristal, quer pela intensa fraturação que os cristais de scheelite sofreram, pelo que a sua observação apenas é clara em áreas mais límpidas dos mesmos. Quando observáveis, correspondem a IF muito semelhantes petrograficamente às IF P. Ocorrem em pequenos alinhamentos intracristalinos, compostos por algumas IF bifásicas, com geometrias essencialmente irregulares, ovais ou circulares e de dimensão reduzida (≤ 20µm) *(Figura 453)* e com Flw compreendido entre os 0,65 e os 0,8 (ver *Figura 451*).

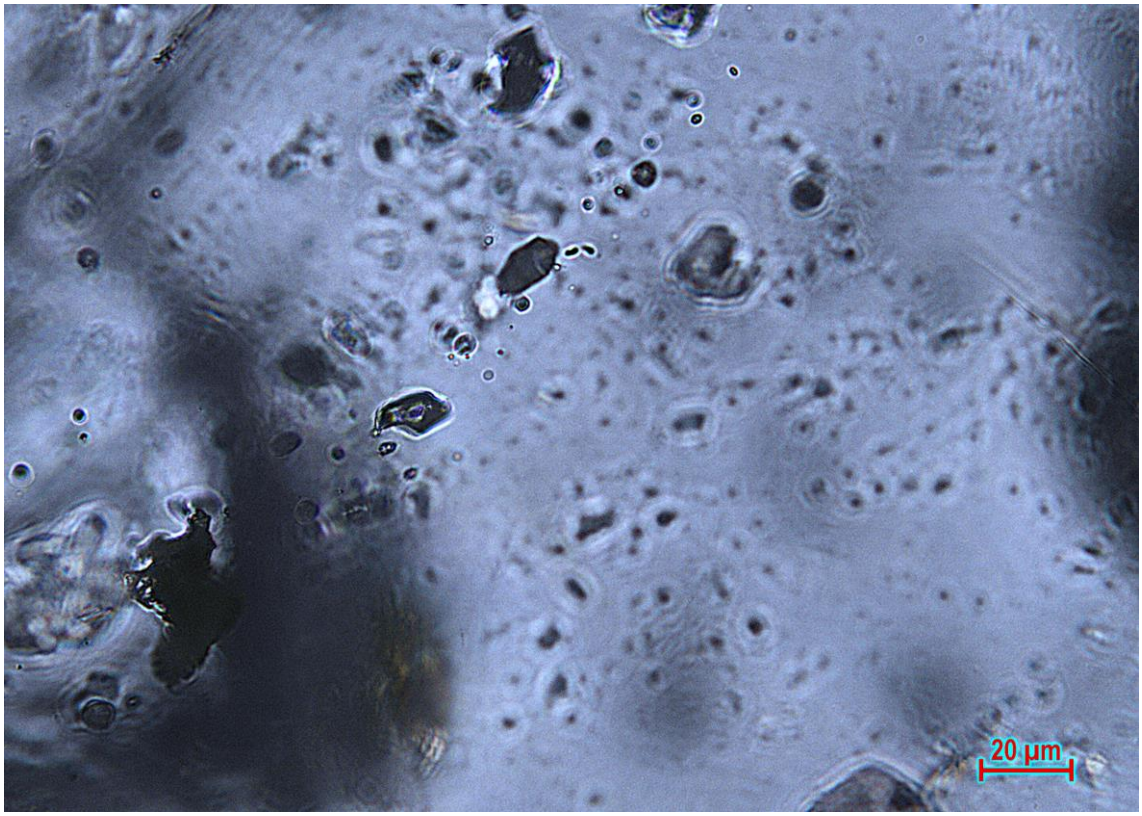


Figura 453 – Microfotografia de um pequeno alinhamento intracristalino de IF PS na scheelite.

Foram ainda identificadas IF S em grupos numerosos em fraturas na scheelite, correspondendo a IF bifásicas, de dimensão muito diminuta (≤3 µm), com geometrias sobretudo circulares a ovais, mas também irregulares *(Figura 454)*, e de Flw compreendido entre 0,8 a 0,95. Estas IF S afetam igualmente a geração de quartzo contemporânea da deposição da scheelite e são muito semelhantes às IF encontradas em amostras de quartzo tardio de filões estéreis associados a falhas N-S a NNW-SSE relacionadas com as fases de fracturação tardi-varisca, e que existem em toda a área mineira de Murçós. O estudo petrográfico desta geração tardia de quartzo estéril e suas IF são descritas em maior detalhe mais adiante. Dada a dimensão extremamente reduzida e as más condições de visualização previamente referidas, não foram selecionadas IF S na scheelite com vista a estudos microtermométricos.

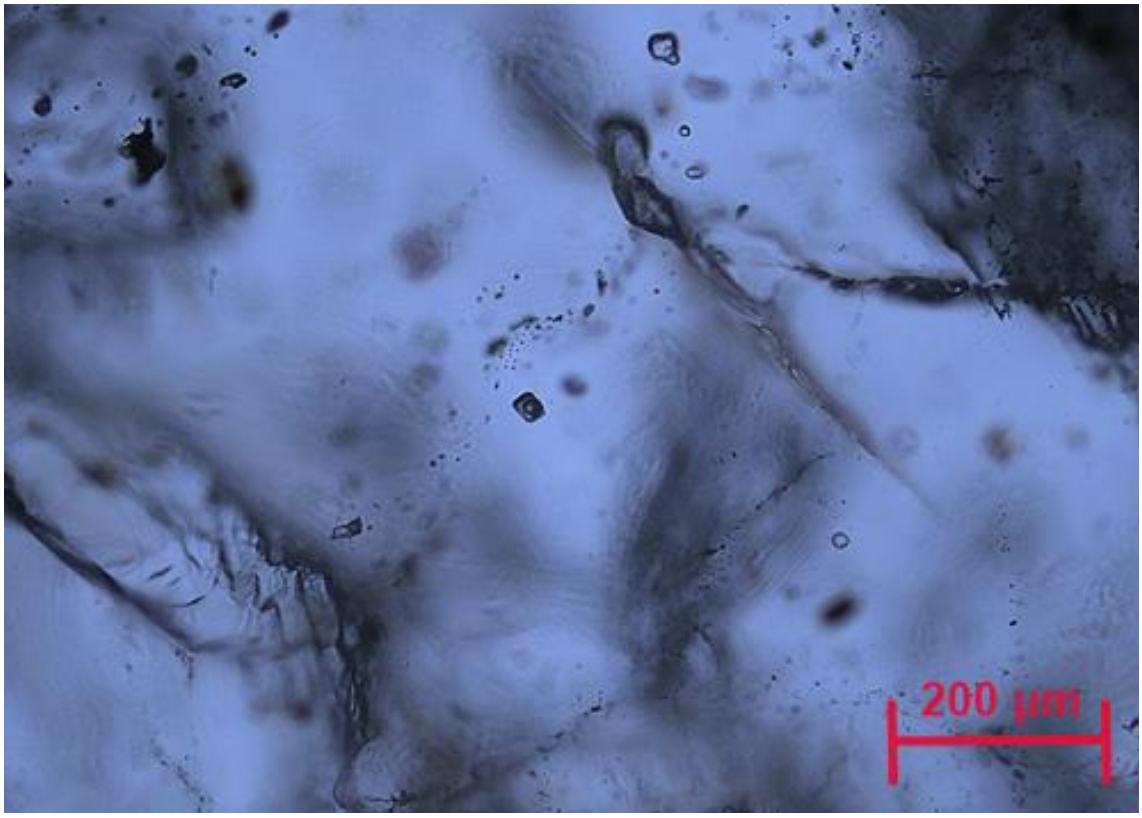


Figura 454 – Microfotografia exemplificativa das fraturas cicatrizadas com IF S bifásicas presentes nas mesmas.

10.2.2.2. Inclusões fluidas no quartzo

10.2.2.3. Inclusões fluídas no quartzo contemporâneo da mineralização em scheelite (Quartzo IA e IB)

Associado e contemporâneo à deposição da scheelite, ocorre um quartzo leitoso, frequentemente de cor cinzento (aqui designado por Quartzo IA), que por via de recristalização dinâmica, resultante da deformação cisalhante, foi recristalizado parcial ou totalmente para um quartzo com textura em mosaico de grão muito fino (aqui designado Quartzo IB). O Quartzo IB rodeia o Quartzo IA, que na maioria das amostras surge frequentemente em cristais muito deformados e orientados paralelamente à direção de alongamento *(Figura 455)*.

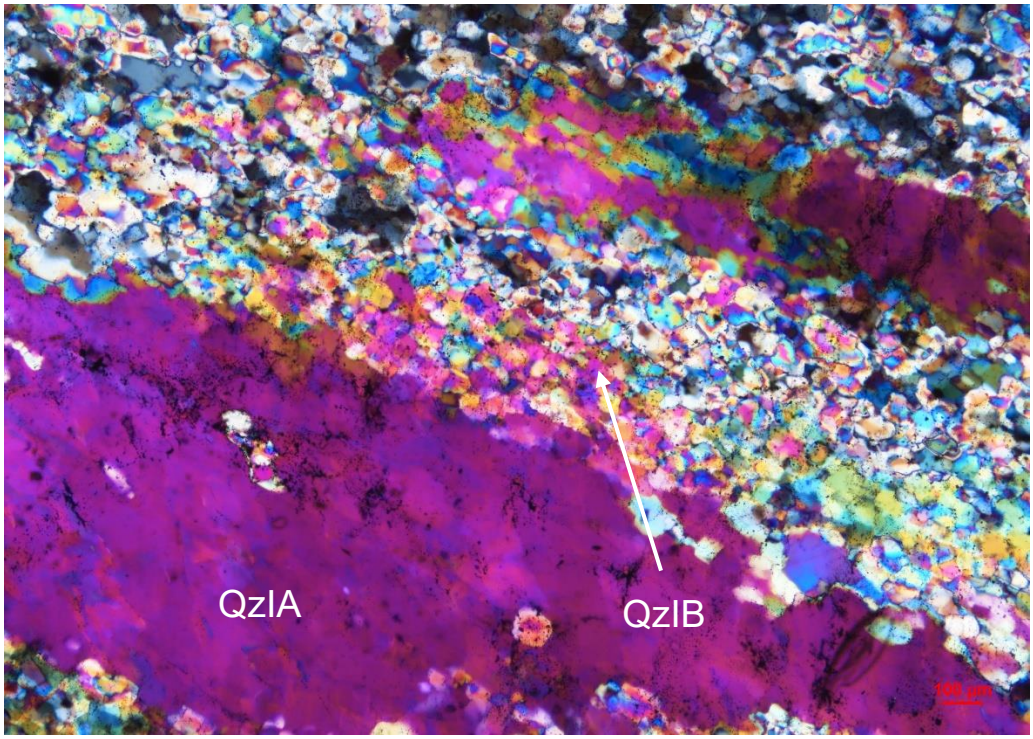


Figura 455 – Microfotografia do áspero geral do Quartzo IA e do Quartzo IB, resultante da recristalização dinâmica do primeiro.

A análise petrográfica levada a cabo nas amostras representativas destes quartzos revelou a existência, com relativa abundância, de IF P, PS e S, sobretudo no Quartzo IA *(Figura 456)*, uma vez que a reduzida dimensão dos cristais do Quartzo IB, apenas pontualmente se observam algumas IF interpretadas como P. No Quartzo IA, as IF P constituem o grupo mais abundante de IF, embora algumas destas evidenciem *necking-down* e/ou *leakage (Figura 457)*. Quando estas alterações pós-aprisionamento não estão presentes, as IF P podem ser descritas como IF bifásicas, compostas por uma fase líquida e uma fase de vapor e com Flw compreendido entre os 0,5 e os 0,8 *(Figura 458)*. Exibem dimensões muito variáveis, mas sem constituírem, salvo raras exceções, IF de grande dimensão (≥ 50μm). As geometrias mais frequentes correspondem às formas irregulares, oceladas, ovais e alongadas, testemunho da deformação sofrida pelo quartzo hospedeiro, ocorrendo muito raramente em cristal negativo. Ocorrem sobretudo em grupos que podem variar de apenas algumas IF a grupos mais numerosos, e mais raramente isoladas, sem demostrarem uma ocorrência preferencial por alguma área em concreto dentro do cristal.

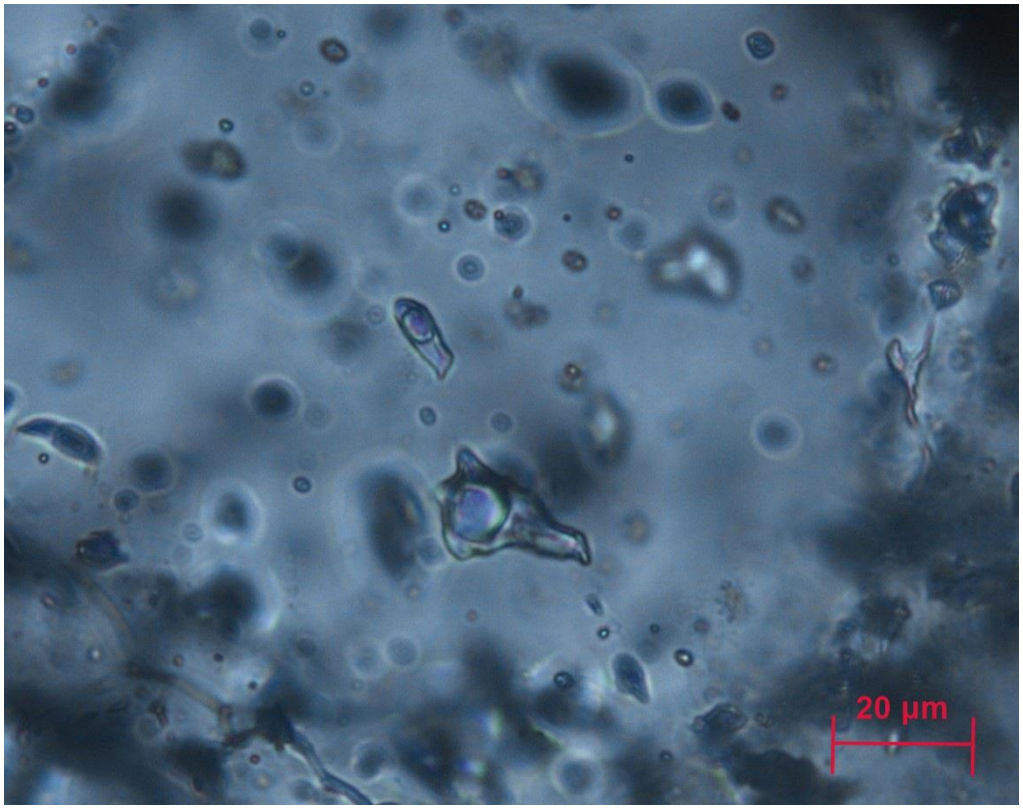


Figura 456 – Microfotografia de um grupo numeroso de IF P de diferentes dimensões e geometrias.

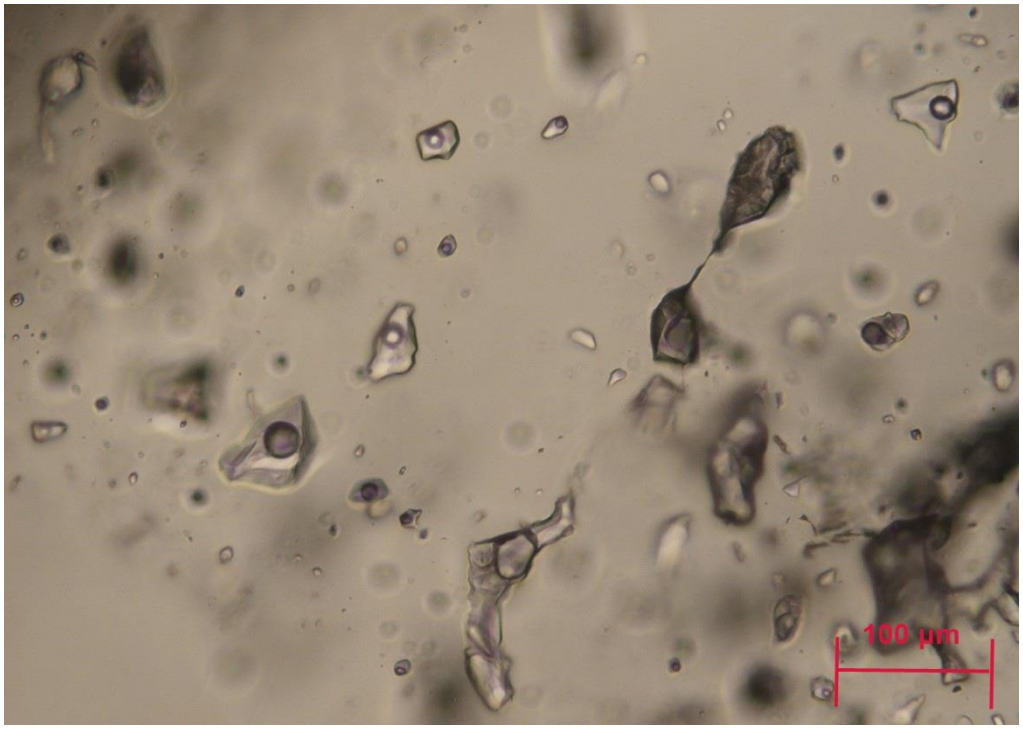


Figura 457 – Microfotografia representativa de um grupo de IF P no Quartzo IA, onde se podem observar uma inclusão que sofreu *necking-down* e *leakage*.

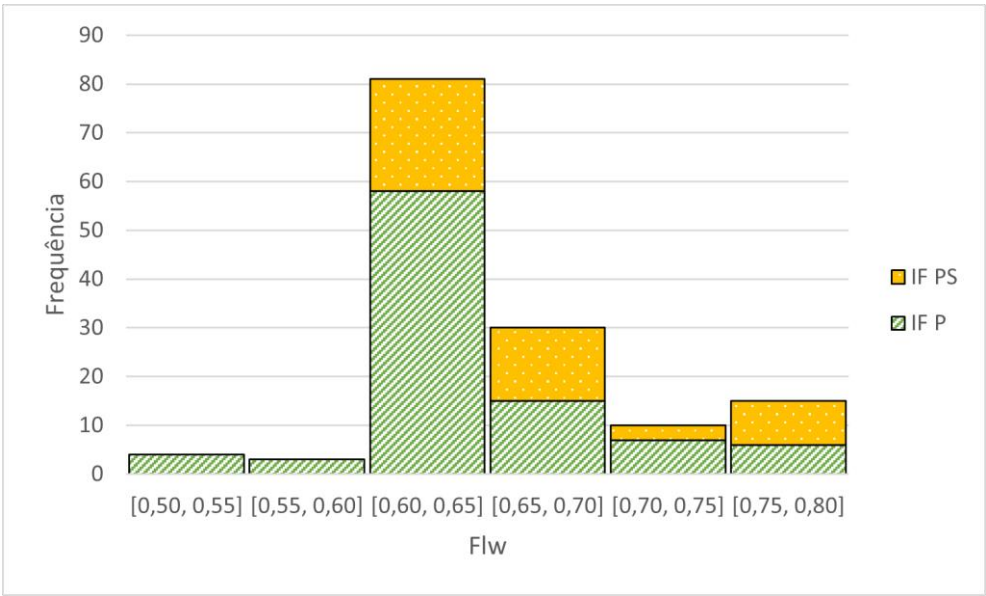


Figura 458 – Histograma dos valores de Flw apurado nas IF P e PS analisadas petrograficamente no QzIA.

As IF PS são pouco comuns nesta tipologia de quartzo, sendo a sua visualização e identificação dificultada pela sobreposição com IF P e pela intensa fraturação e deformação testemunhada pelo Quartzo IA. Surgem em pequenos alinhamentos intracristalinos com alguns micrómetros de extensão, com algumas dezenas de IF, distinguindo-se das IF P sobretudo no que toca à dimensão geralmente mais reduzida (5-30μm) *(Figura 459)*. Estas IF PS são bifásicas, com Flw entre 0,6 e 0,8 (ver *Figura 458*) e exibem sobretudo geometrias ovais, oceladas, circulares e irregulares.

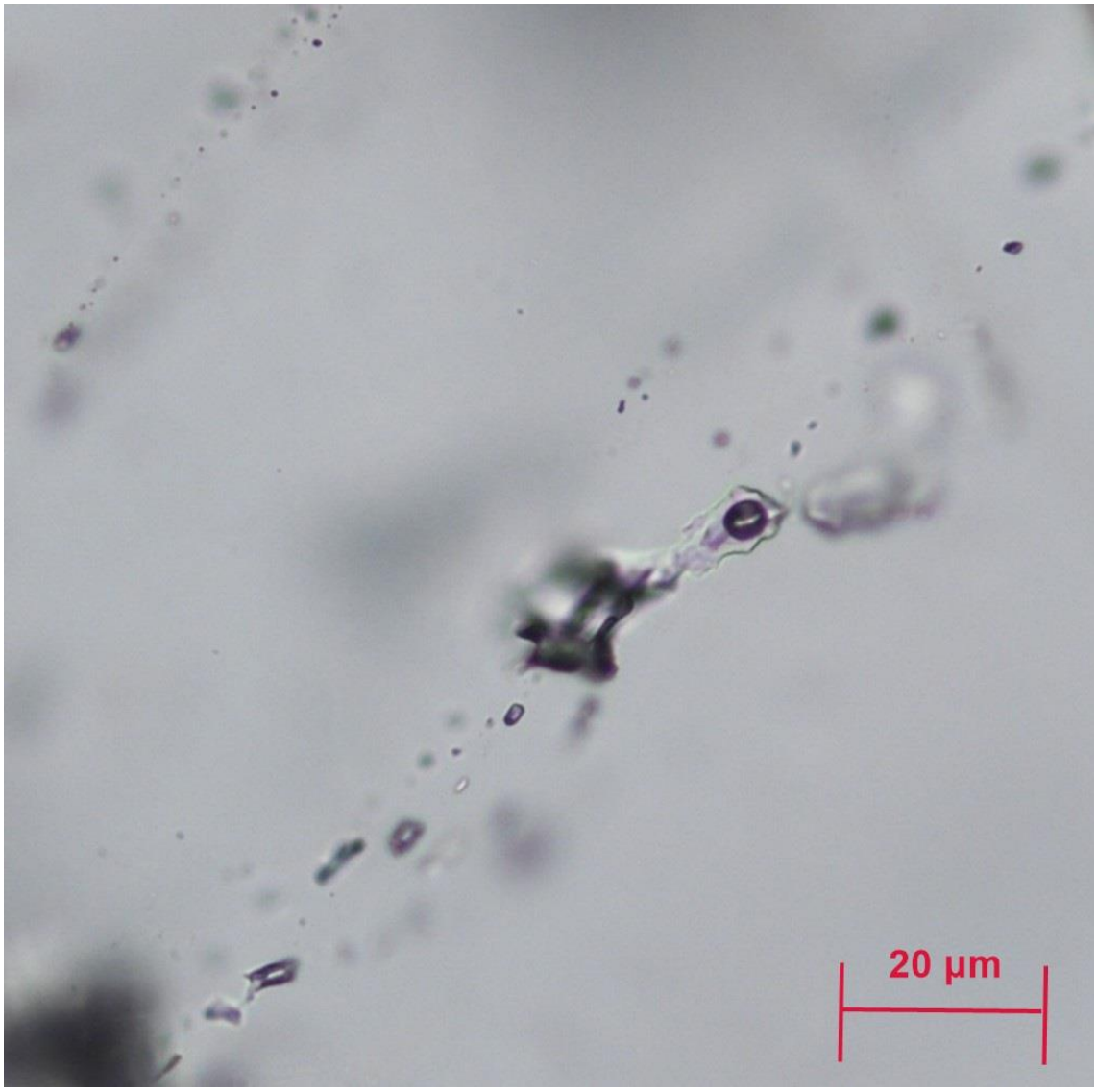


Figura 459 – Microfotografia de dois pequenos alinhamentos de IF PS no Quartzo IA.

No Quartzo IA, as IF S são na maioria amostras bastante abundantes, ocorrendo em fraturas cicatrizadas *(Figura 460)*, com grupos de IF circulares, ovais e irregulares, muito numerosos e dimensão em geral reduzida (≤ 5µm) *(Figura 461)*, embora ocasionalmente algumas IF possam ter maiores dimensões. É comum estas fraturas afetarem simultaneamente o Quartzo IA e o Quartzo IB. Correspondem a IF bifásicas, com uma fase líquida e uma fase de vapor e com Flw compreendido entre os 0,8 a 0,95 *(Figura 462)*. Estas IF são semelhantes às IF encontradas em quartzos de filões alpinos de direção N-S que ocorrem na área de Murçós, e que serão mais à frente discutidos.

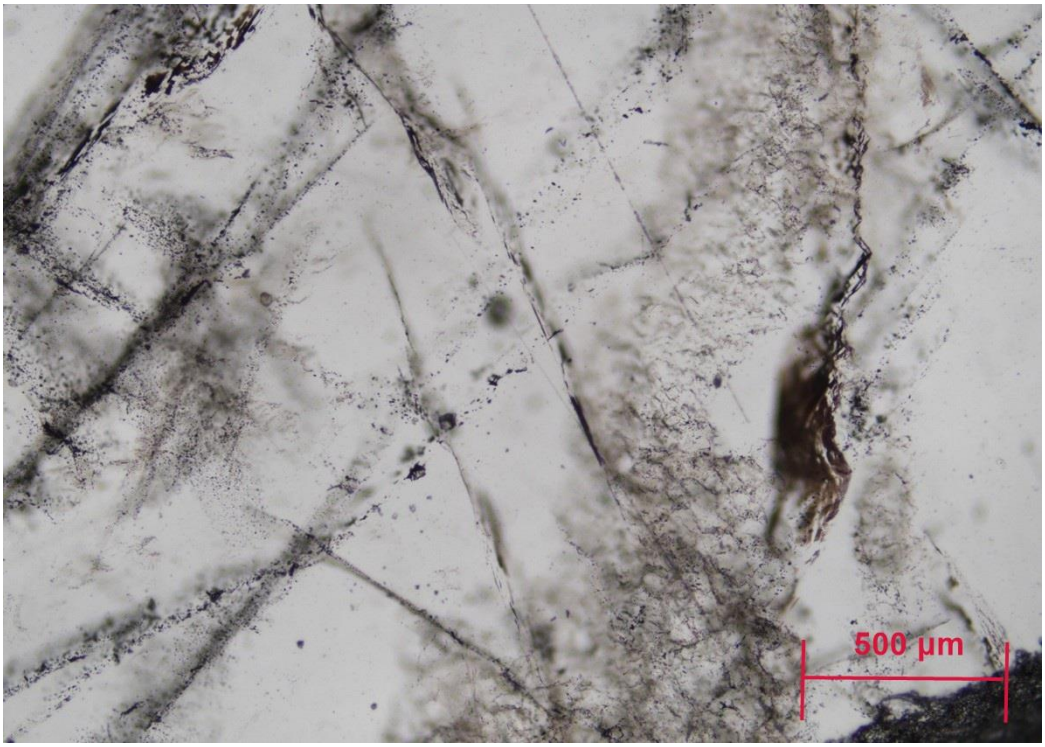


Figura 460 – Microfotografia do aspeto geral das muitas microfraturas cicatrizadas no Quartzo IA e que afetam em muitos casos o Quartzo IB, preenchidas com IF S bifásicas de dimensão muito reduzida.

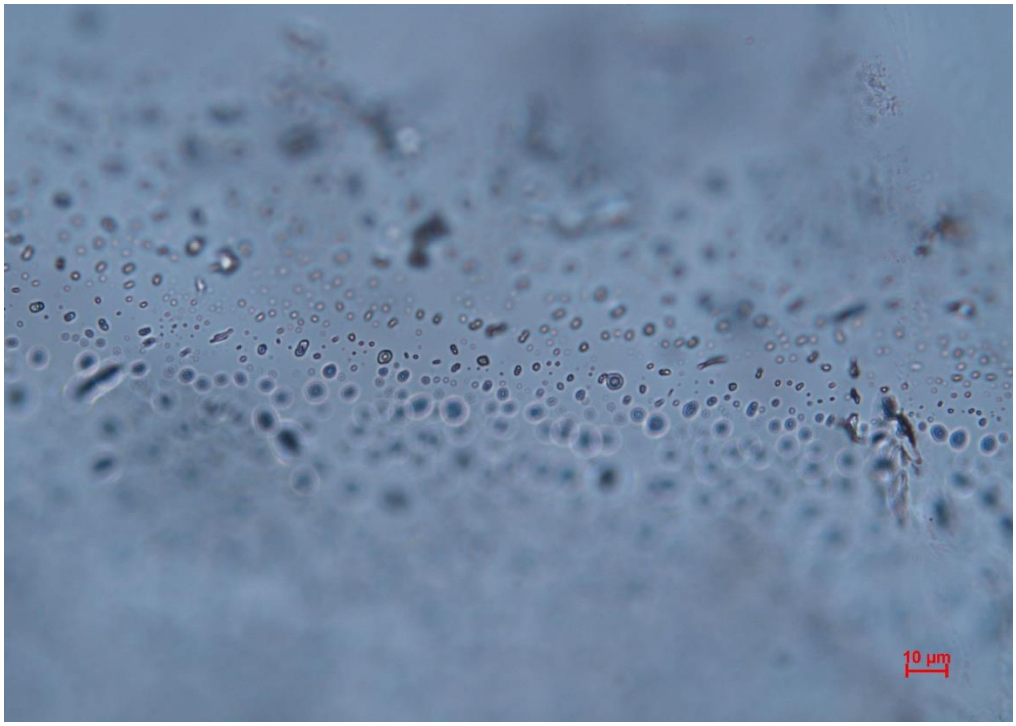


Figura 461 – Microfotografia das IF S bifásicas presentes em fraturas cicatrizadas no Quartzo IA.

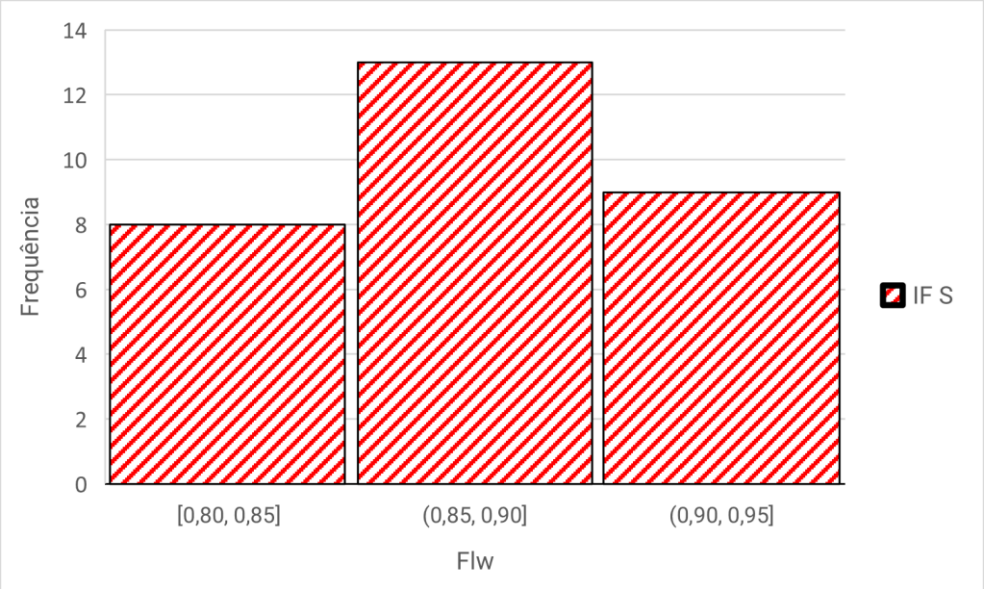


Figura 462 – Histograma relativo aos valores de Flw determinados para as IF S analisadas no QzIA.

No Quartzo IB, tal como foi anteriormente referido, a dimensão dos cristais resultantes da recristalização dinâmica do Quartzo IA, é muito reduzida, não excedendo na maioria das amostras estudadas os 10μm, pelo que raramente foram observadas IF de dimensão passível de estudo. Quando ocorrem IF, surgem quase sempre ou isoladas ou em grupos de IF de dimensões muito reduzidas *(Figura 463)*. Exibem as mesmas características petrográficas que as IF P no Quartzo IA, tal como Flw *(Figura 464)* e geometria, estas IF foram interpretadas como IF P. Nos espaços intergranulares dos cristais de Quartzo IB ocorrem IF S bifásicas e de dimensão muito reduzida (5-10μm), com geometrias sobretudo circulares, ovais e irregulares, e que ocorrem em grupos bastante numerosos *(Figura 465)*, e com Flw compreendido entre 0,8 a 0,95 (ver *Figura 465*).

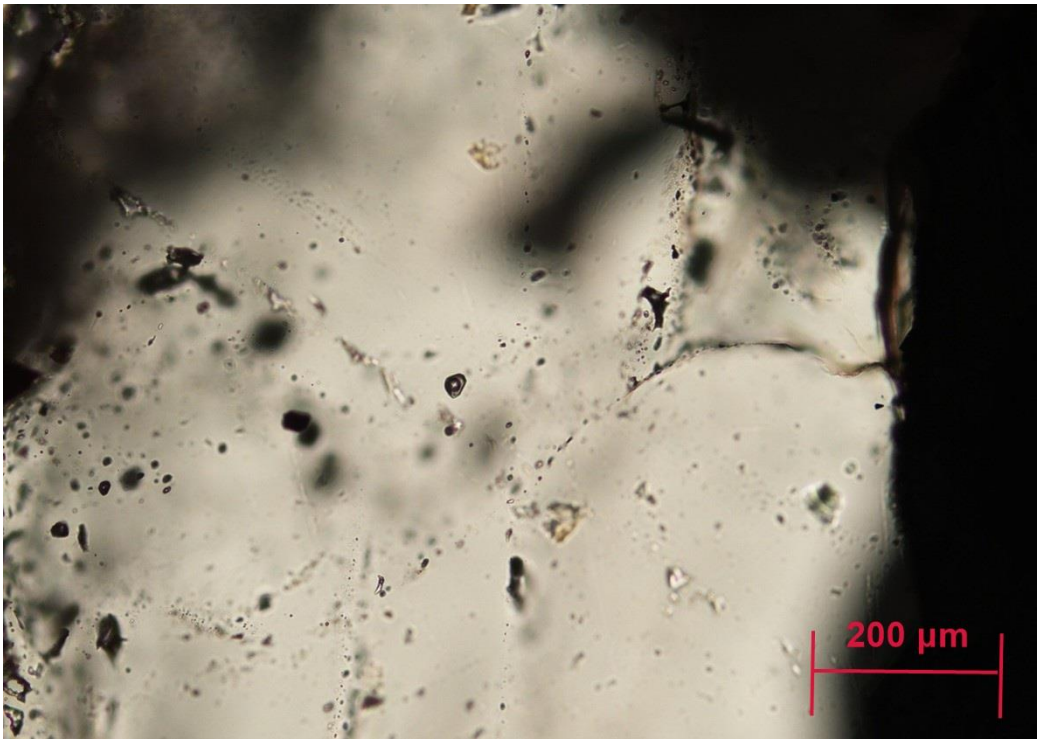


Figura 463 – Microfotografia de algumas IF P presentes nos pequenos cristais de Quartzo IB. Na imagem pode observar-se uma IF P com rara geometria em cristal negativo, assim com grupos de IF P de dimensão muito reduzida.

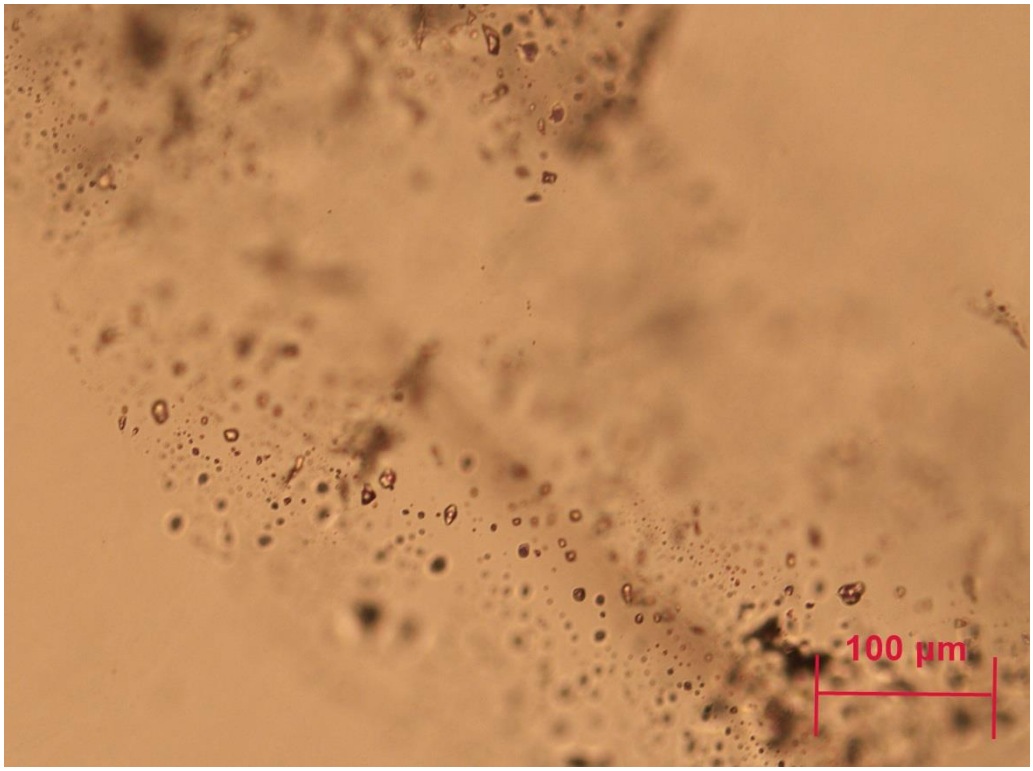


Figura 464 – Microfotografia do aspeto das IF S bifásicas presentes nos espaços intergranulares dos cristais de Quartzo IB.

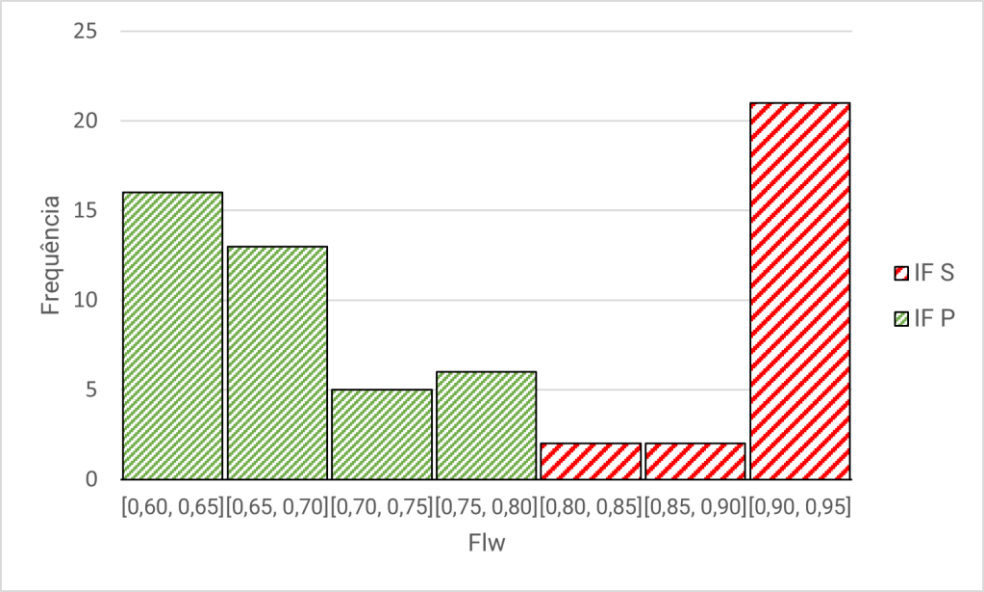


Figura 465 – Histograma relativo aos valores de Flw respeitantes às IF P e S analisadas no QzIIB.

10.2.2.4. Inclusões fluidas no quartzo contemporâneo da mineralização em sulfuretos (Quartzo IIA e IIB)

O evento mineralizante principal responsável pela ocorrência de diferentes sulfuretos como a pirite, a arsenopirite, a esfalerite, galena e calcopirite nos veios tungstíferos de Murços, foi acompanhado pela deposição de uma geração de quartzo límpido (aqui designado por Quartzo IIA), que ocorre em fendas de tração centimétricas a micrométricas sensivelmente perpendiculares à direção de alongamento de minerais da paragénese da scheelite, tais como o quartzo, turmalina, a microclina e na própria scheelite *(Figuras 466 e 468)*. Este quartzo ocorre quer em cristais anédricos a preencher pequenas fendas de tração, quer em agregados de cristais euédricos a subédricos também a preencher fendas de tração, sendo as fendas neste último caso de maior largura (milimétricas a centimétricos). Nestes cristais mais desenvolvidos, são comuns os cristais zonados, sendo este zonamento marcado por bandas e zonas de elevada densidade de IF e áreas límpidas com raras IF *(Figura 467a, b)*. Ocorre ainda, um segundo evento responsável pela ocorrência de pirite II, com pouca expressão nos veios de Murços, e que foi acompanhado da deposição de uma geração de quartzo muito leitoso e anédrico (aqui designado Quartzo IIB), algo raro de ser encontrado nas amostras estudadas. Ocorre sobretudo em fendas de tração e/ou em fraturas nos diferentes minerais presentes, geralmente em cristais anédricos de dimensão muito reduzida, podendo ocorrer em conjunto com o Quartzo IIA ou isolado num outro mineral. Dada o facto desta geração de quartzo ser muito leitoso e opaco, associado ao facto

das IF serem de dimensão em geral muito reduzida (5-10μm), o estudo petrográfico e seleção de IF para estudos microtermométricos de microespectrometria Raman, foi mais dificultado, embora tenham sido identificadas e selecionadas IF P, PS e S.

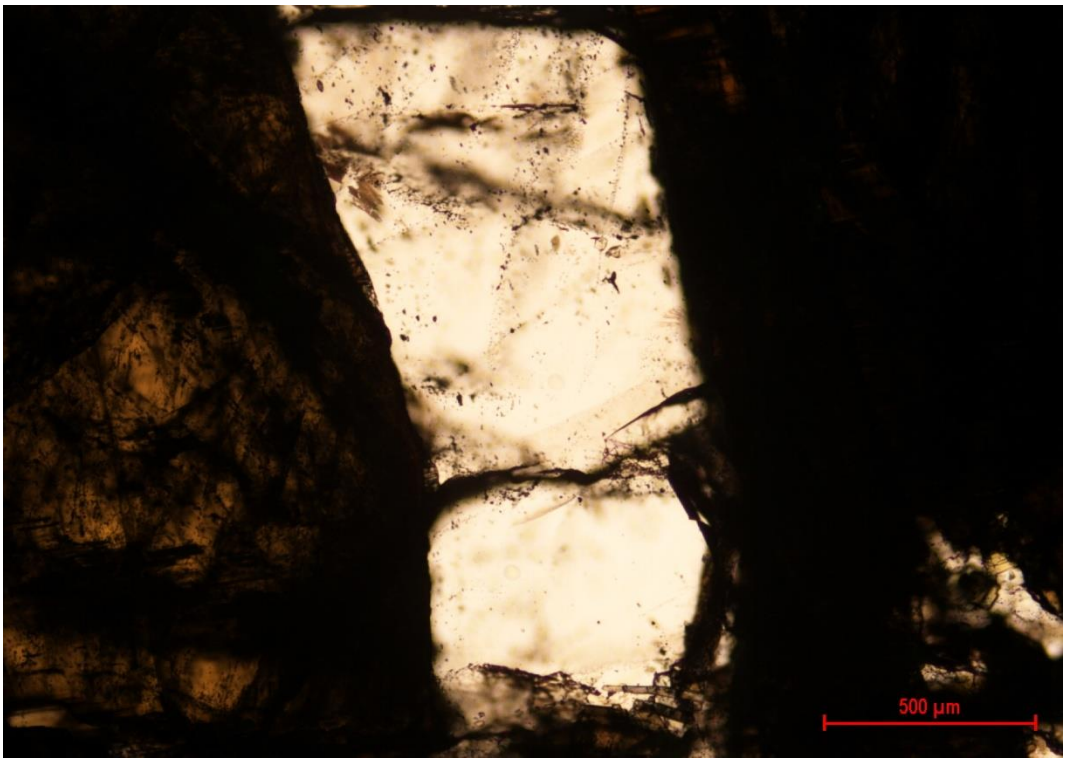


Figura 466 – Microfotografia de uma fenda de tração microscópica na turmalina, preenchida com Quartzo IIA límpido, ao qual se associam alguns cristais de pirite.

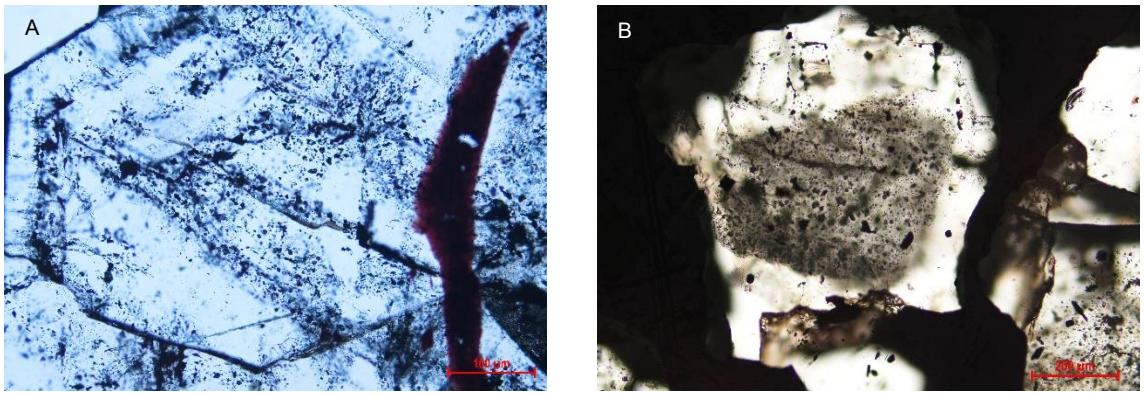


Figura 467 – Microfotografias do aspeto do Quartzo IIA com cristais euédricos (A) a subédricos (B) zonados, e onde o zonamento é marcado pela maior ou menor concentração de IF.

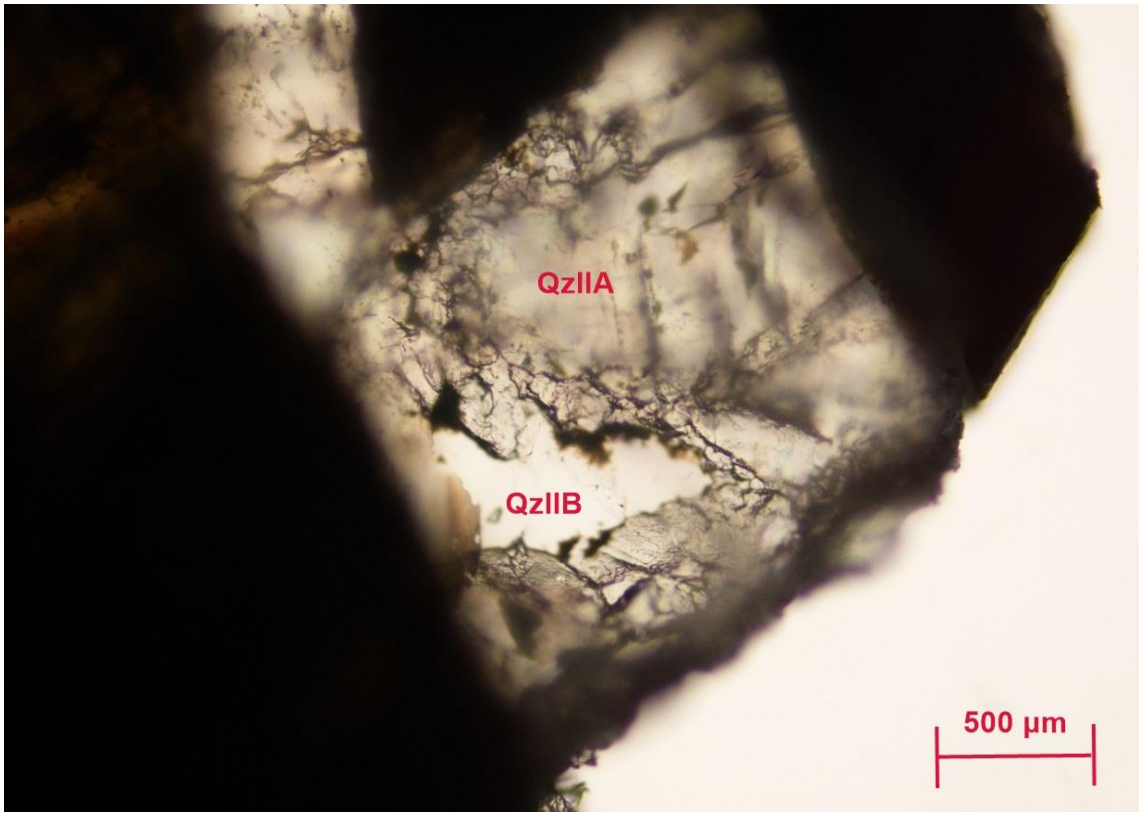


Figura 468 – Microfotografia do aspeto do Quartzo IIB, de aspeto muito leitoso e acorrer numa pequena fenda de tração/ fratura no QzIIA, que previamente havia preenchido uma fenda de tração na turmalina.

Os estudos petrográficos das amostras contendo Quartzo IIA revelou uma grande riqueza de IF sobretudo P e PS, e em menor grau IF S. As IF P correspondem a IF bifásicas, compostas por uma fase líquida e uma fase de vapor, de dimensão variável, mas que podem atingir os 50-60µm, ocorrendo quer em grupos numerosos *(Figura 469 e 470)*. Ocorrem de modo menos frequente isoladas *(Figura 470)*. Abundam as geometrias em cristal negativo, mas outras geometrias como oval, circular e mais raramente irregular também podem ser encontradas *(Figura 471)*. Concentram-se preferencialmente nas zonas de crescimento dos cristais de quartzo, quando se observam cristais euédricos a subédricos deste mineral (ver *Figura 470*). Exibem valores de Flw compreendidos entre 0,6 a 0,8 *(Figura 472)*.

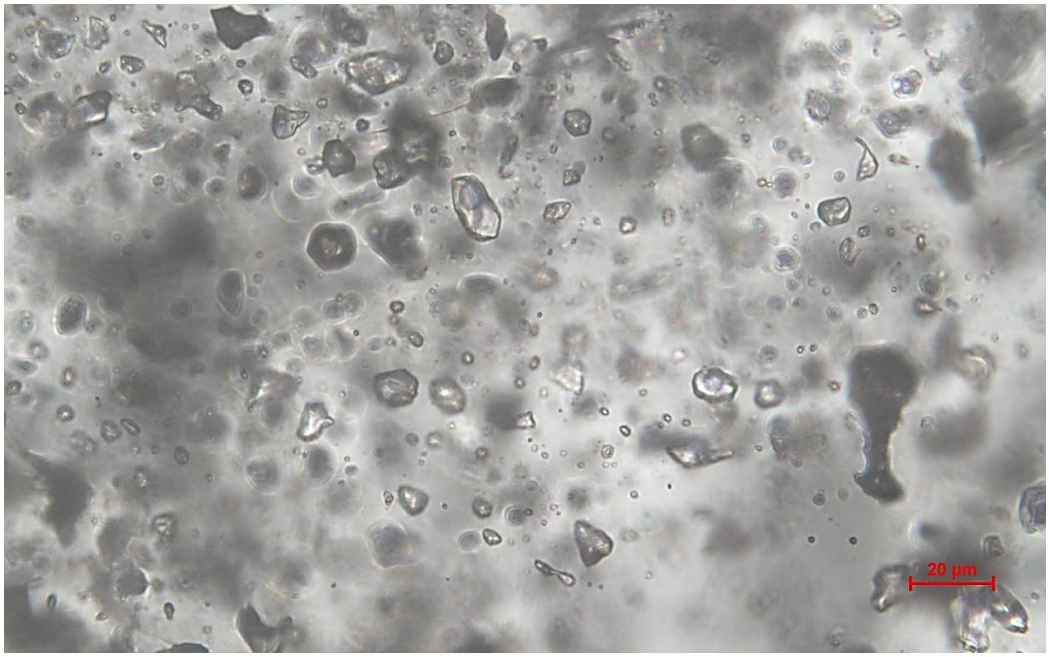


Figura 469 – Microfotografia de um grupo numeroso de IF P no Quartzo IIA.

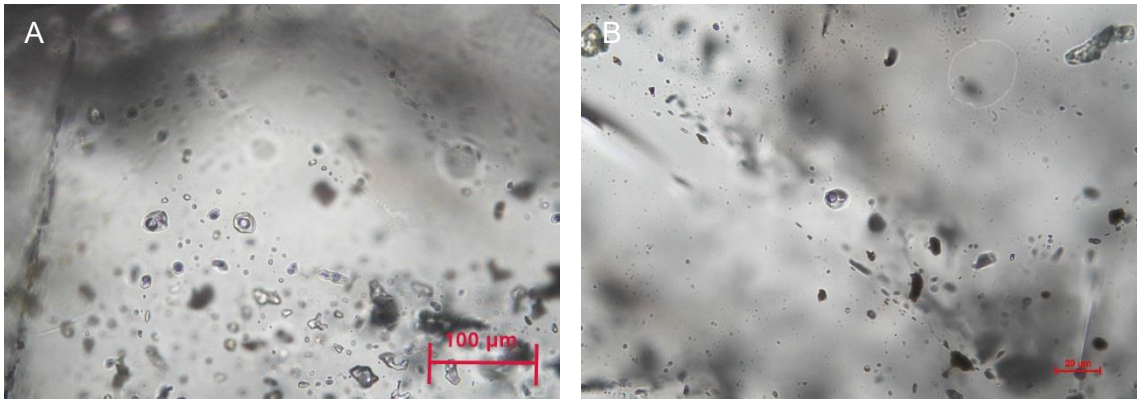


Figura 470 – Microfotografias dos modos de ocorrência das IF P no Quartzo III: (A) em grupos de IF por vezes numerosos; (B) IF P isolada.

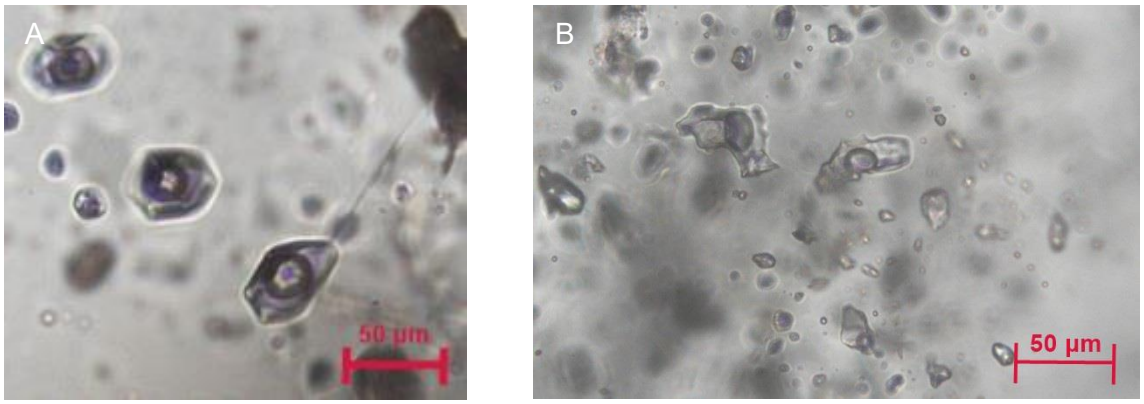


Figura 471 – Microfotografia representativa das geometrias possíveis de serem observadas nas IF P no Quartzo IIA: (A) grupo de IF P em cristal negativo; (B) grupo numeroso de IF P com geometrias irregulares, ovais e circulares;

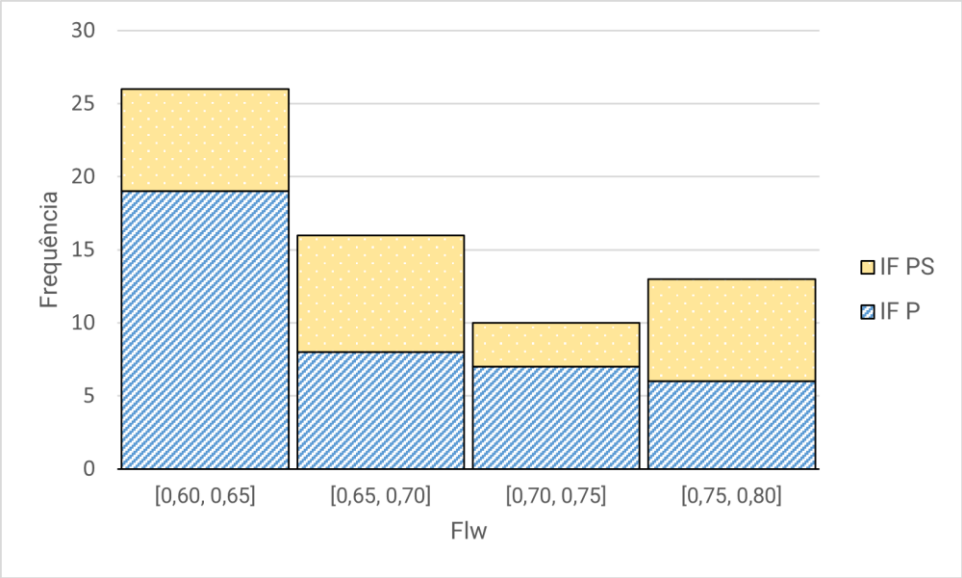


Figura 472– Histograma dos valores de Flw apurados nas IF P e PS selecionadas no QzIIA.

As IF PS são igualmente frequentes, ocorrendo em alinhamentos intracristalinos de extensão e número de IF presentes variável *(Figura 473)*. Correspondem a IF de dimensão ligeiramente mais reduzida que as IF P, embora partilhem as mesmas características tais como serem igualmente bifásicas, as geometrias mais representadas serem semelhantes e com Flw compreendido entre 0,65 a 0,8 (ver *Figura 472*).

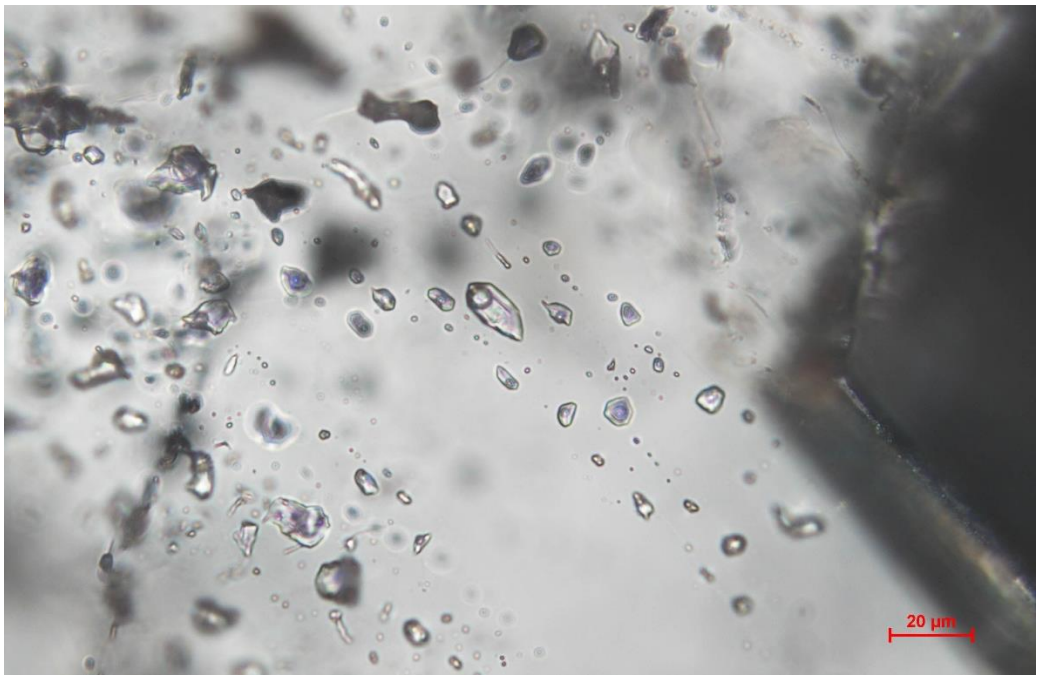


Figura 473 – Microfotografia de IF PS no Quartzo IIA, a ocorrer em pequenos alinhamentos intracristalinos, observando-se IF com geometrias distintas como cristal negativo, oval, circular e irregular.

As IF S são menos comuns nesta geração de quartzo face às gerações anteriores. Quando presentes e observáveis correspondem a grupos de IF bifásicas muito pequenas (≤ 5μm) e muito numerosos, ocorrendo em fraturas cicatrizadas do Quartzo IIA *(Figura 474)*, que intersetam frequentemente outras gerações de quartzo anteriores e posteriores. Caracterizam-se pela sua geometria circular, oval e irregular *(Figura 475)* e Flw no intervalo entre 0,8 e 0,95 *(Figura 476)*.

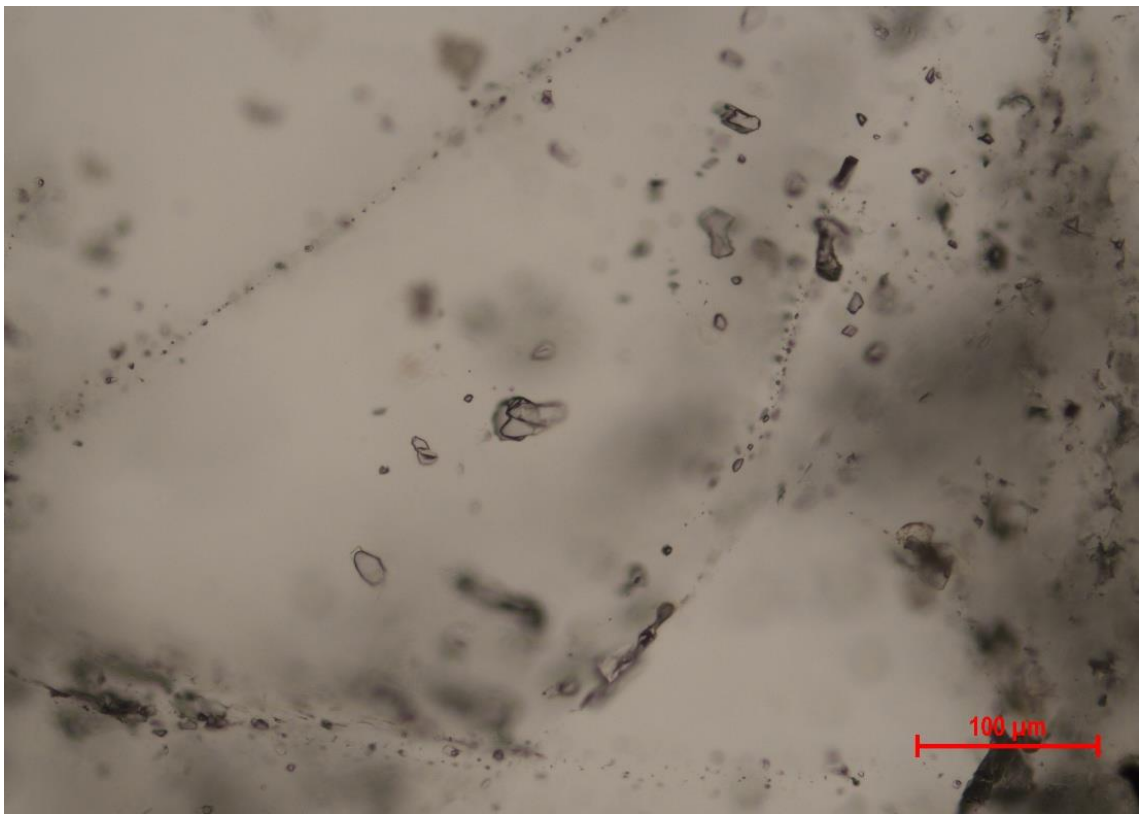


Figura 474 – Microfotografia onde se observam várias fraturas cicatrizadas no Quartzo IIA, preenchidas com IF S bifásicas de dimensão muito reduzida.

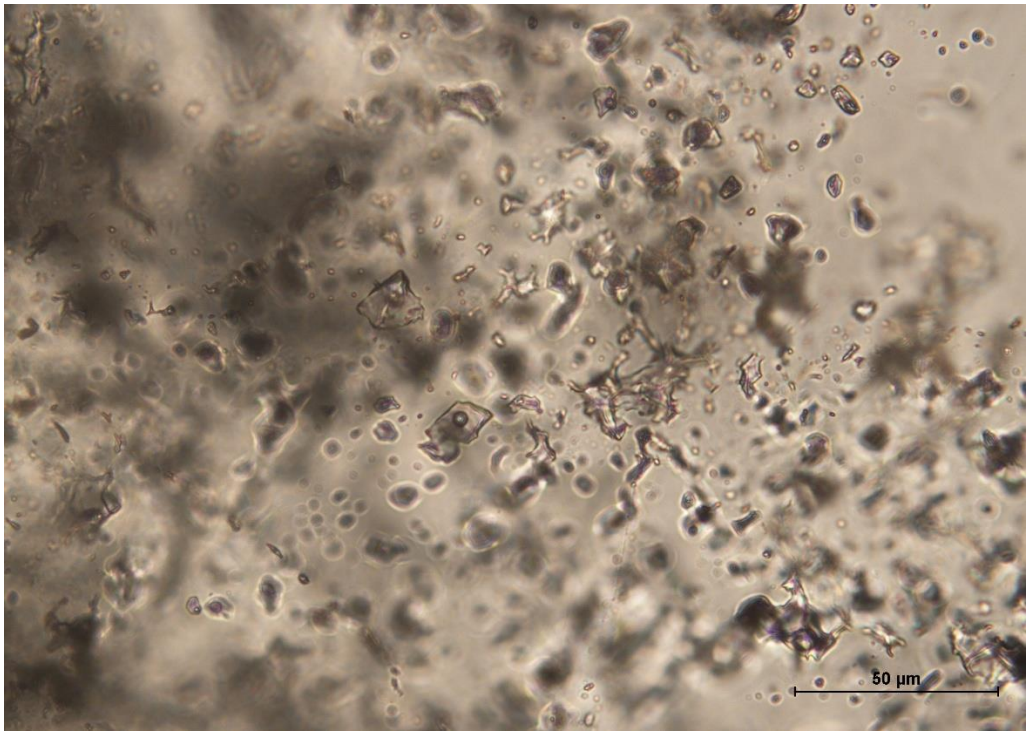


Figura 475 – Microfotografia representativa do aspeto das IF S que ocorrem em grupos numerosos nas fraturas cicatrizadas no Quartzo IIA.

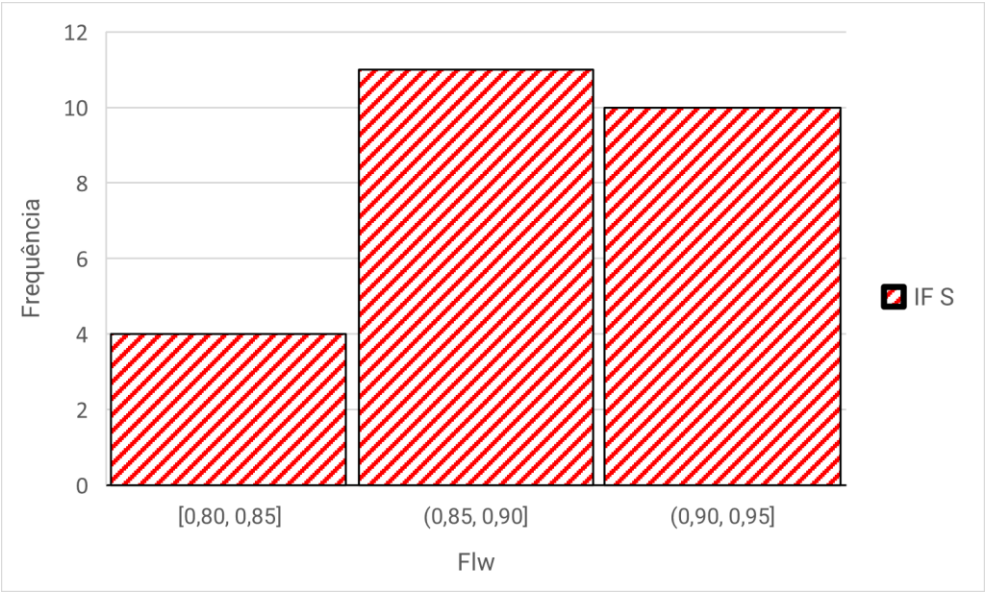


Figura 476 – Histograma dos valores de Flw determinados nas IF S analisadas petrograficamnete no QzIIA.

O Quartzo IIB, associado ao último evento de deposição de sulfuretos, constitui um quartzo muito leitoso mais raro face ao Quartzo IIA e difere deste último sobretudo pela pouca expressão nos veios de Murçós e pelo facto de ser bastante pobre em IF observáveis e passíveis de estudo e caracterização petrográfica *(Figura 477)*. Quando

são observáveis IF com dimensão resolúvel ao microscópio, observa-se a presença de IF P, PS e S.

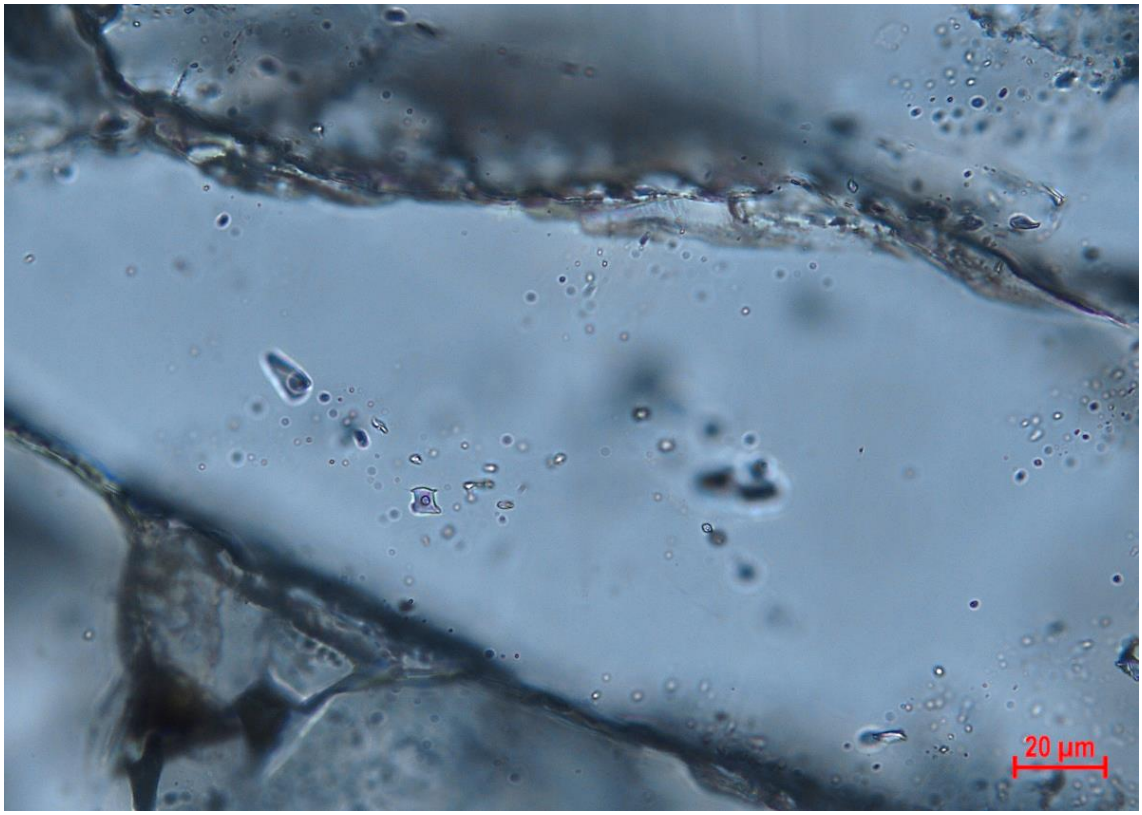


Figura 477 – Microfotografia de um pequeno cristal anédrico de Quartzo IIB muito pobre em IF, salientando-se apenas um pequeno grupo de IF S. O cristal de Quartzo IIB encontra-se alojado neste caso numa fratura no Quartzo IIA.

Relativamente às IF P observáveis no Quartzo IIB, tratam-se de IF bifásicas, compostas de uma fase líquida e uma fase de vapor, e com dimensões que por norma não excedem os 20µm. Ocorrem sobretudo em grupos constituídos por algumas IF com dimensões variáveis *(Figura 478)*, mas também isoladas *(Figura 479)*, embora de modo mais incomum. Dominam as geometrias irregulares, ovais e circulares e mais esporadicamente em cristal negativo. Apresentam valores de Flw compreendidos entre os 0,6 e os 0,8 *(Figura 480)*.

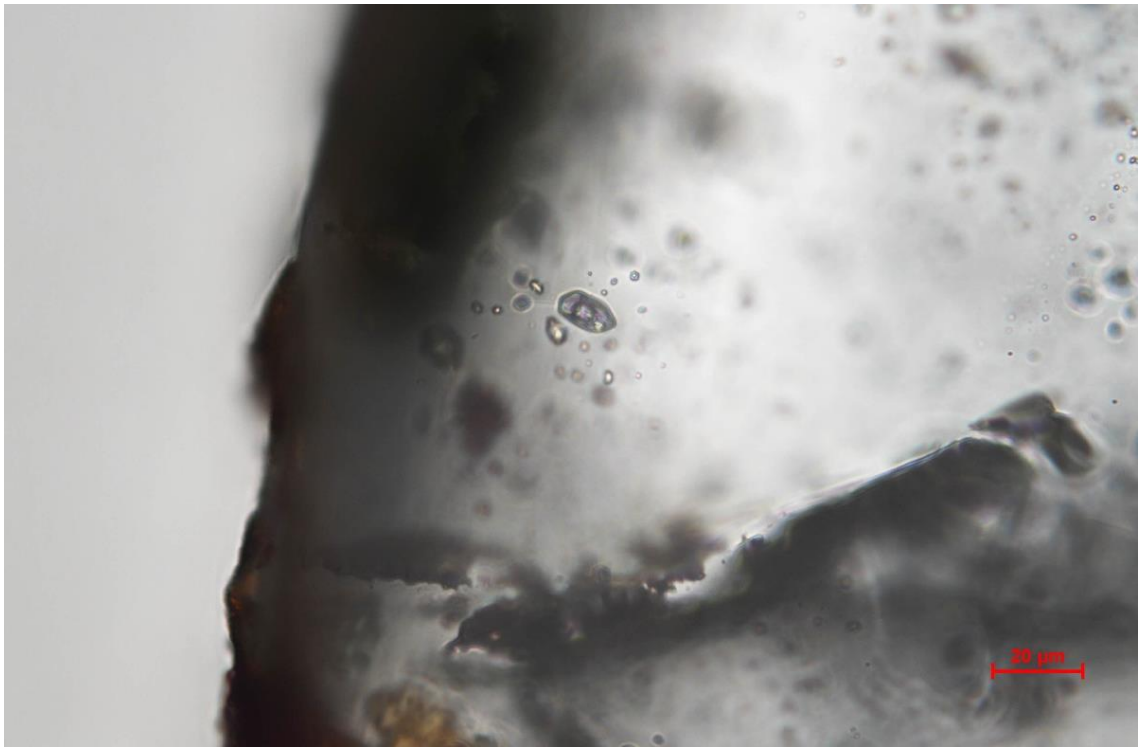


Figura 478 – Microfotografia de um pequeno grupo de IF P no Quartzo IIB.

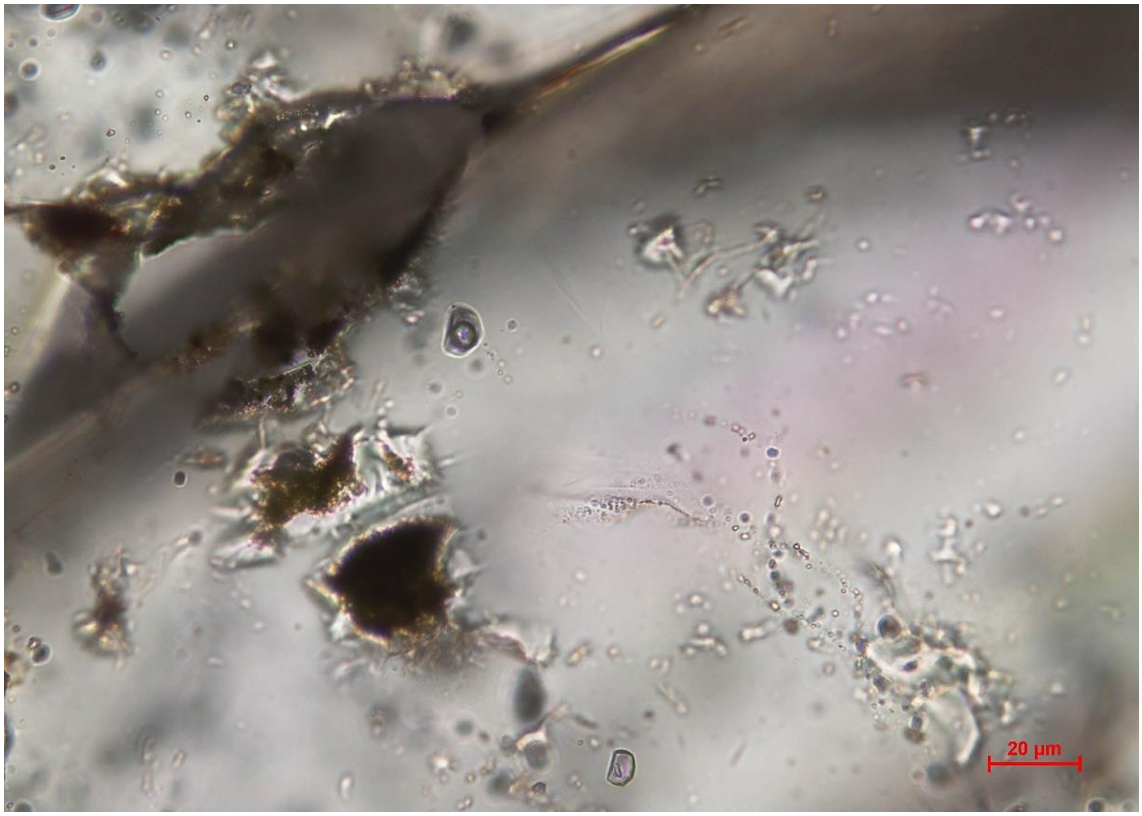


Figura 479 – Microfotografia de uma IF P de geometria oval, isolada no Quartzo IIB.

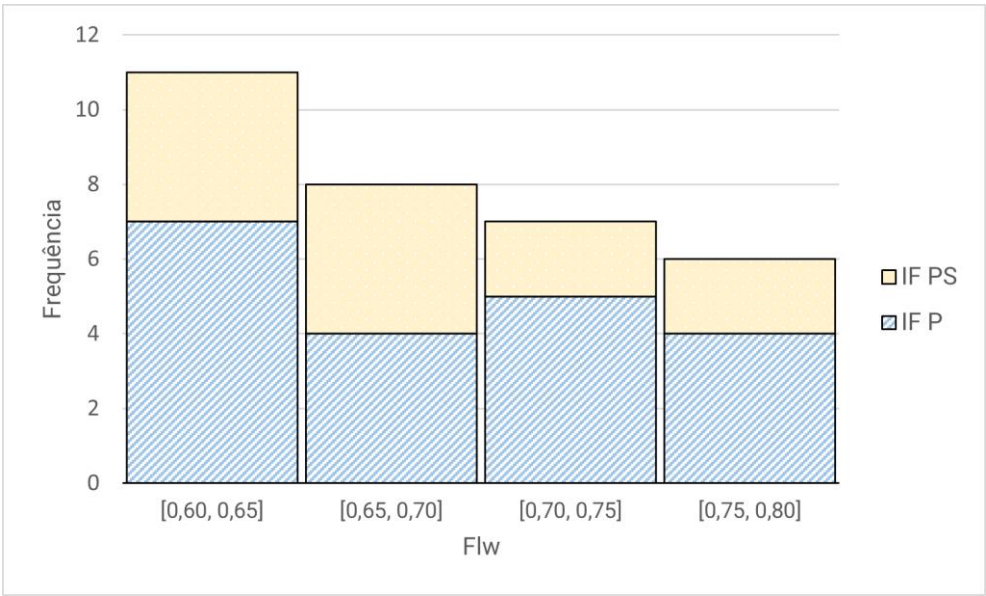


Figura 480 – Histograma dos valores de Flw apurados nas IF P e PS selecionadas no QzIIB.

As IF PS são mais raras, sendo IF bifásicas, com uma fase de vapor e uma fase líquida, de dimensão reduzida (≤ 10μm) e com Flw compreendido entre 0,6 e 0,8 (ver *Figura 480*). Ocorrem em pequenos alinhamentos intracristalinos com extensão e número de IF presentes variável (Figura 481). Relativamente à geometria, dominam as geometrias ovais, circulares e irregulares, e com maior raridade, em cristal negativo.

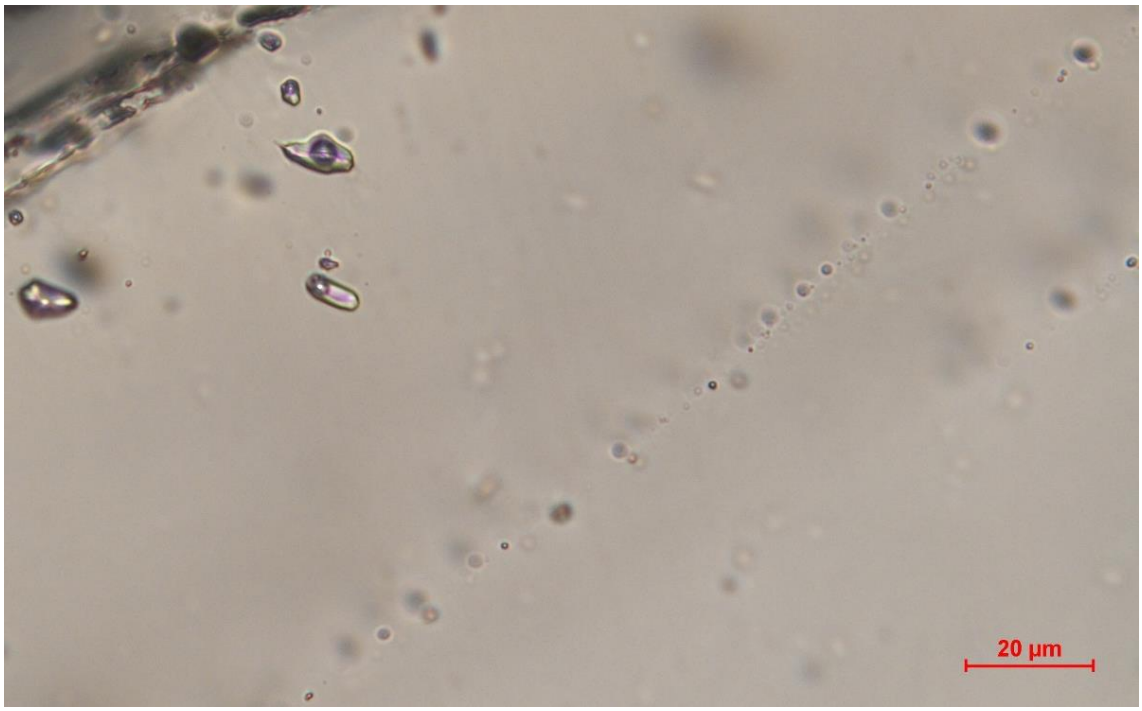


Figura 481 – Microfotografia exemplificativa de um pequeno alinhamento intracristalino de IF PS no Quartzo IIB. Note-se as diferentes geometrias como irregular, oval e em cristal negativo.

As IF S são comuns, em fraturas tardias cicatrizadas que afetam o Quartzo IIB *(Figura 482)*, onde ocorrem em grande número. São em geral de dimensão extremamente reduzida (≤ 5μm), embora ocasionalmente ocorram IF S de dimensão um pouco superior. Tratam-se de IF bifásicas, compostas por uma fase de vapor e uma fase líquida, exibindo geometrias muito frequentemente circulares, ovais e irregulares *(Figura 483)* e com valores de Flw situados entre os 0,8 e os 0,95 *(Figura 484)*.

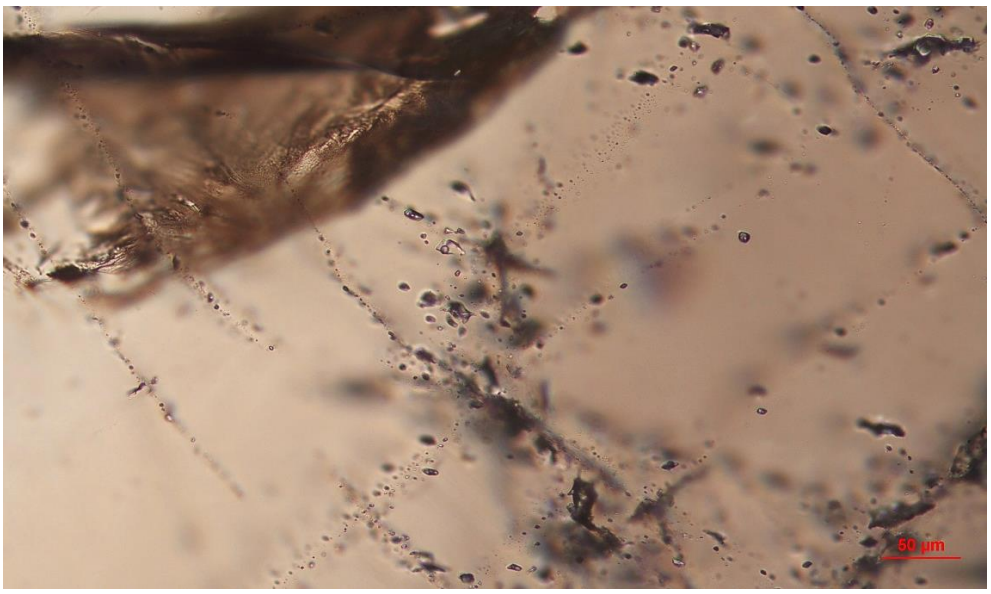


Figura 482 – Microfotografia de numerosas fraturas cicatrizadas tardias no Quartzo IIB, preenchidas com IF S bifásicas.

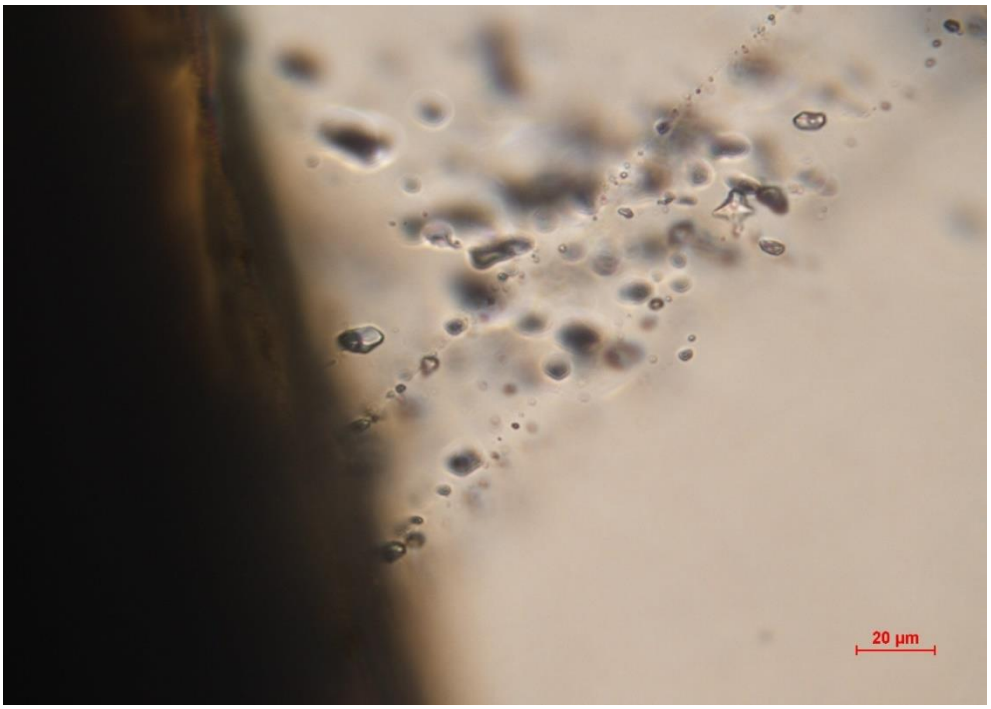


Figura 483 – Microfotografia do aspeto das IF S presentes no Quartzo IIB.

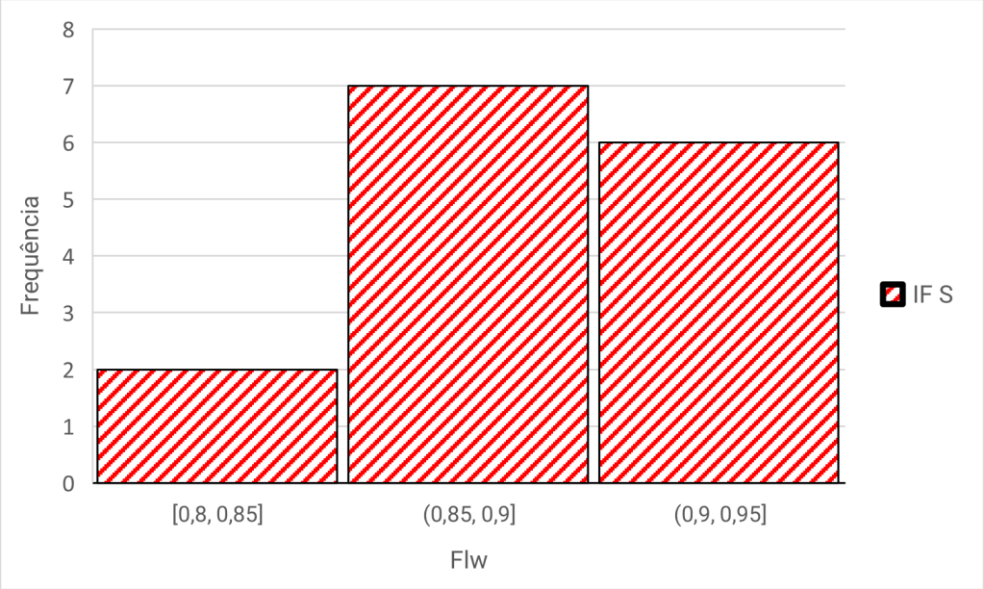


Figura 484 – Histograma relativo aos valores de Flw determinados petrograficamente nas IF S analisadas no QzIIB.

10.2.2.5. Inclusões fluidas no quartzo associado a falhas tardi-variscas (Quartzo III)

À semelhança do que acontece na área mineira de Ervedosa, ocorrem na área das minas de Murços inúmeros filões e veios aproximadamente de direção N-S, de quartzo branco ora muito maciço e de aspeto leitoso, ora exibindo geodes que encerram cristais prismáticos milimétricos a centimétricos de quartzo ou com texturas em pente *(Figura 485)*. Estes filões de quartzo estéril associados às fases de fracturação tardi-varisca ocorrem em toda a área mineira de Murços, em extensões e possanças variadas, por vezes correspondendo a filões de alguma possança com vários metros a pequenos filonetes de alguns centímetros, que recortam os veios mineralizados e o encaixante. Em algumas amostras este quartzo, são observáveis fraturas tardias onde se podem ser observados óxidos de Fe.

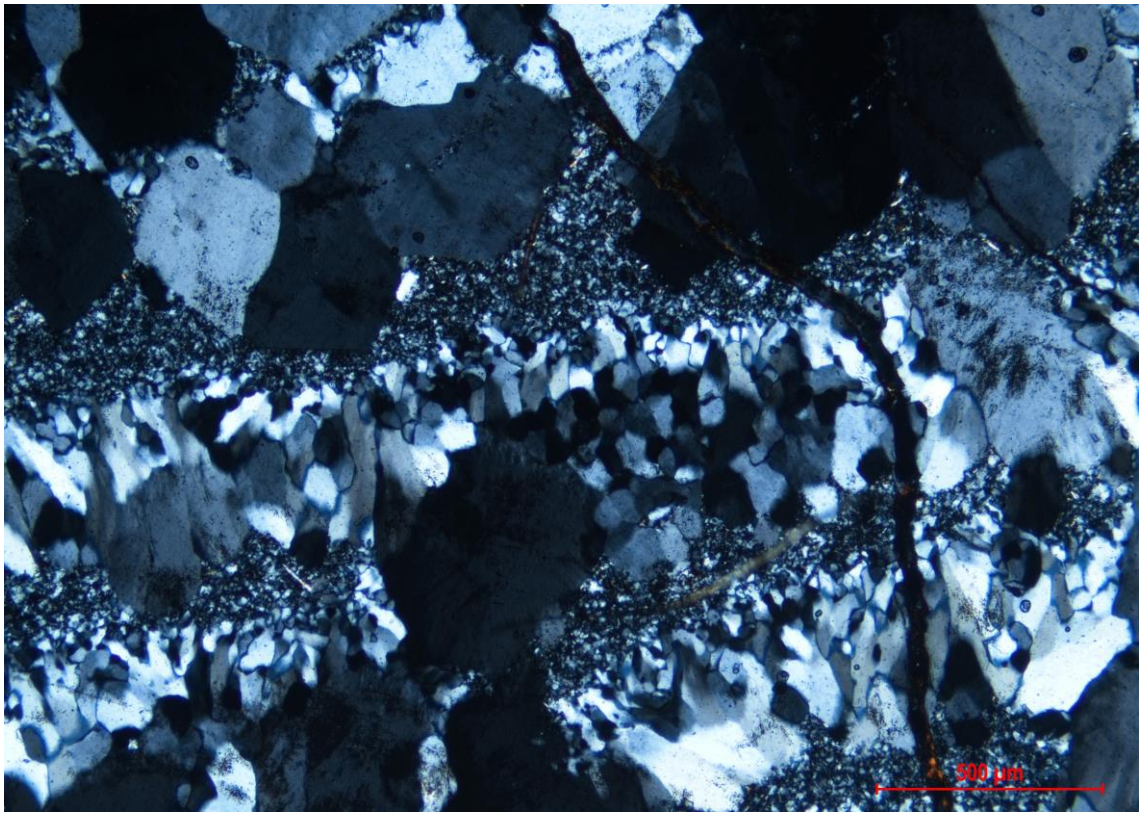


Figura 485 – Microfotografia do aspeto do Quartzo IV, neste caso com uma textura em pente, com cristais euédricos a subédricos a formar uma cavidade com cristais de dimensão reduzida.

As amostras estudadas petrograficamente, representativas desta geração de quartzo, neste trabalho designado Quartzo III, mostram, à semelhança de amostras semelhantes colhidas em Ervedosa, que se trata de quartzos com elevada densidade de IF P. A ocorrência destas IF P dá-se sobretudo em grupos muito numerosos de dezenas a centenas de IF *(Figura 486)*, e mais raramente ocorrem isoladas Trata-se de IF P bifásicas, compostas de uma fase de vapor e uma fase líquida, de dimensão muito reduzida (≤ 5µm), dominando as geometrias circulares e ovais e irregulares *(Figura 487a, b)* e de Flw compreendido entre os 0,8 e 0,95 *(Figura 488)*. Aquando do estudo petrográfico, estas IF mostram movimento pseudo-browniano.

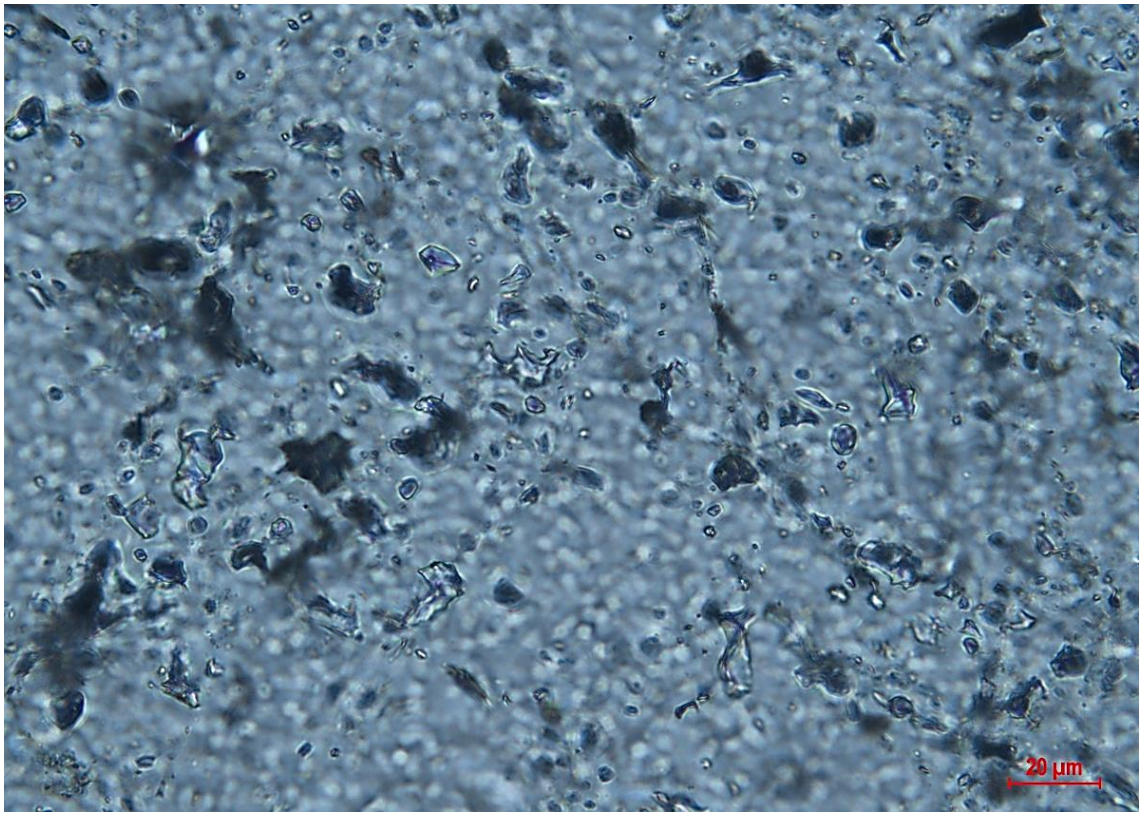


Figura 486 – Microfotografia ilustrativa das IF P bifásicas presentes no Quartzo III, em grupos numerosos de IF com geometrias sobretudo irregulares, ovais e circulares.

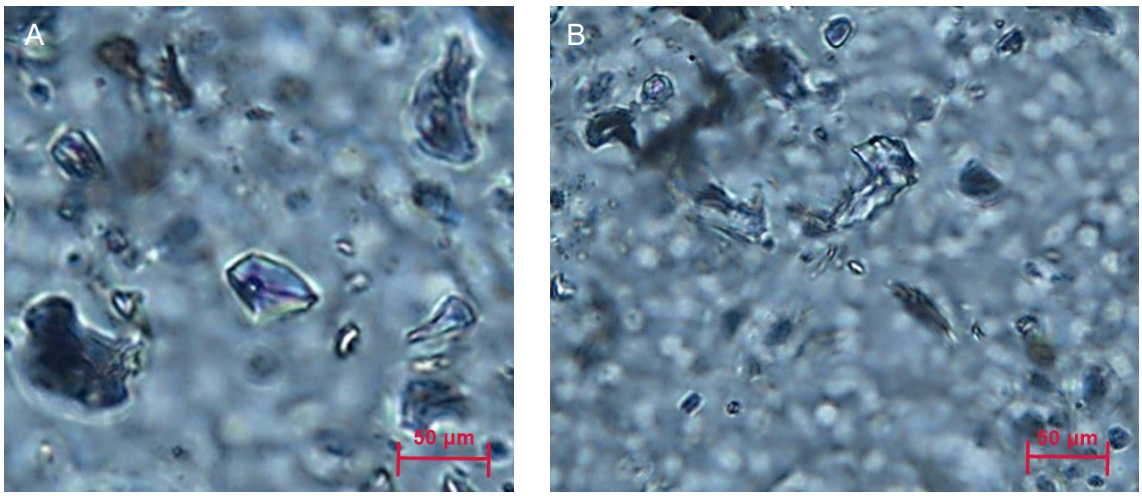


Figura 487 – Microfotografias do aspeto das IF P presentes no QzIII: (A) IF P de geometria oval; (B) IF P de geometria muito irregular.

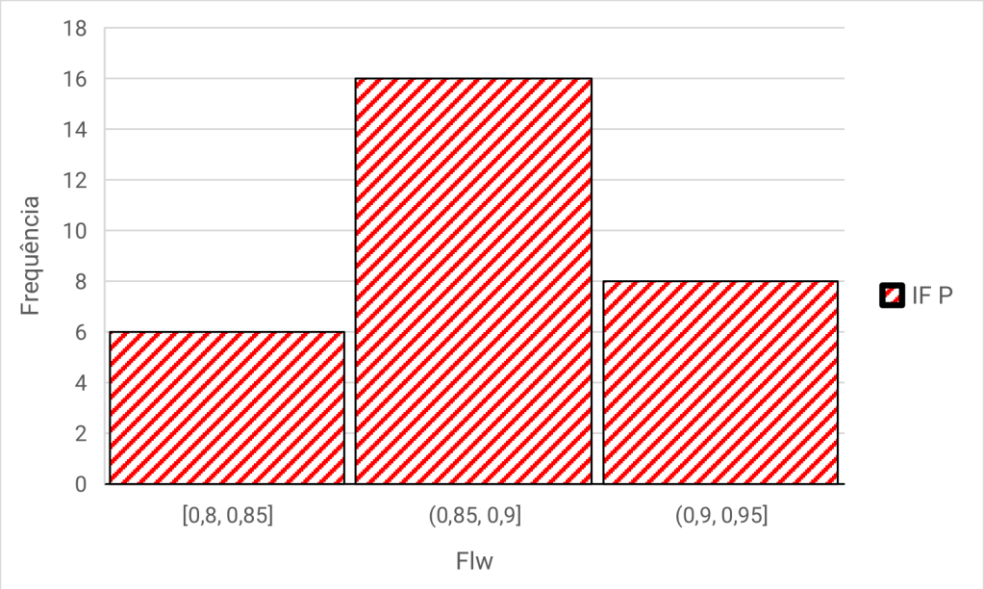


Figura 488 – Histograma relativo aos valores de Flw observados nas IF P presentes no QzIII.

10.3. Estudos microtermométricos

10.3.1. Metodologia

Os estudos microtermométricos levados a cabo neste trabalho baseiam-se numa seleção de IF P, PS e S representativas e intactas (i.e., que não sofreram transformações pós-aprisionamento) nos diferentes minerais selecionados para o efeito, de modo a garantir a seleção de IF representativas dos fluidos contemporâneos a cada evento mineralizante. Foi dada especial atenção na escolha de IF P e PS, e em menor grau IF S representativas de eventos tardios, dado que o objetivo deste trabalho se trata de caracterizar no melhor grau possível cada um dos eventos de circulação de fluidos relacionados com as mineralizações. Foram selecionadas IF preferencialmente IF de grande dimensão, com geometrias regulares como em cristal negativo, circular ou oval, de modo a maximizar as condições de observação, garantir a representatividade dos fluidos aprisionados e viabilidade das IF durante os ensaios microtermométricos. Foram igualmente selecionadas algumas IF S nos diferentes minerais hospedeiros, de modo a melhor caracterizar o historial de circulação de fluidos mineralizados e estéreis nos depósitos de Ervedosa e Murços. Os estudos microtermométricos foram levados a cabo numa platina Chaixmeca *(Poty et al., 1976)* para estudos de criometria e a platina de aquecimento Linkam PS 600 *(Shepherd et al., 1985)*, ambas devidamente calibradas com padrões sintéticos e naturais.

Na *Tabela 25* podem ser consultados o número de cada tipologia de IF selecionadas para estudos microtermométricos em cada mineral.

Depósito mineral	Mineral hospedeiro	IF Primárias (n)	IF Pseudo secundárias (n)	IF Secundárias (n)
Ervedosa	Cassiterite	45	29	0
	Quartzo IA	124	66	27
	Quartzo IB	77	-	30
	Quartzo IIA	61	49	30
	Quartzo IIB	40	36	27
	Quartzo III	35	0	0
Murçós	Scheelite	52	23	0
	Quartzo IA	95	50	30
	Quartzo IB	40	0	25
	Quartzo IIA	72	25	25
	Quartzo IIB	20	12	15
	Quartzo III	30	0	0

Tabela 25 – Compilação dos números de IF das diferentes tipologias identificadas, selecionadas para estudos microtermométricos e microespectrometria Raman, em diferentes minerais dos depósitos de Ervedosa e Murçós.

10.3.1.1. Depósito de Sn(W) de Ervedosa

10.3.1.1.1. IF P e PS na Cassiterite

Os estudos microtermométricos levados a cabo nas IF P e PS nas amostras de cassiterite de Ervedosa, constituíram os ensaios de grande dificuldade de observação, não só pela baixa dimensão que estas IF apresentam, mas, também, devido às cores mais escuras (vermelhos, laranjas) que a cassiterite apresenta naturalmente. Relativamente às IF P, e aos ensaios de criometria com azoto líquido, foi possível registar na maioria das situações as temperaturas (°C) de fusão do gelo (Tmice), de fusão do CO_2 ($TmCO_2$) e de fusão dos clatratos de CO_2 (TmCl). A temperatura de homogenização do CO_2 foi possível de observar apenas em algumas IF P e PS, dadas as más condições de visualização, e pelo facto de ser uma transição extremamente rápida e ténue durante o processo re-aquecimento (descongelamento) das IF, apenas identificável por um ténue menisco de CO_2 líquido. O ponto eutéctico foi possível de apreciar apenas pontualmente, em IF de dimensão superior e de geometria mais regular, sendo este parâmetro microtermométrico denunciado pelo designado aspeto de “casca de laranja”, a uma temperatura tal em que são observáveis os três estados físicos

da água. Relativamente aos ensaios termométricos, foi possível de observar e registar as temperaturas de homogeneização global (TH) (°C) em todos os casos. Não foram levadas a cabo medições com o objetivo de obter as temperaturas de decrepitação (Td) (°C), dada a raridade das IF passíveis de estudo na cassiterite, o que impossibilitaria as análises posteriores de microespectrometria Raman. Na *Tabela 26* encontram-se expressos os resultados microtermométricos globais respeitantes às IF P e PS analisadas. Em anexo podem ser consultados os resultados microtermométricos detalhados.

Tipologia de IF	Tipologia de fluídos	n	Flw	Microtermometria										
				$TmCO_2$ (°C)	Média ($\bar{x}$)	Tmice (°C)	Média ($\bar{x}$)	TmCl (°C)	Média ($\bar{x}$)	$ThCO_2$ (°C)	Média ($\bar{x}$)	TH (°C)	Média ($\bar{x}$)	Modo de homogeneização
P	Lw-c/ Lw-m	45	0,6 – 0,8	-58,9 – -66,2	-62,5	-3,6 – -5,1	-4,1	8,2 – 14,6	11,3	3,1 – 9,5	-	329 – 342	336,5	L
PS		29	0,6 – 0,8	-58,9 – -65,9	-62,0	-2,7 – -5,3	-3,9	9,1 – 13,9	11,2	-	-	325 - 341	334,1	L

Tabela 26 – Síntese dos resultados microtermométricos obtidos nas IF P e PS analisadas na cassiterite de Ervedosa.

Relativamente às IF P na cassiterite, a totalidade dos ensaios de criometria revelaram valores de $TmCO_2$ situam-se entre -58,9 e -66,2°C, com média em torno de -62,5°C e valores mais frequentes no intervalo -62,6 e os -60,7°C *(Figura 489)*. Os valores de Tmice foram observados desde -3,6 a -5,1°C, com a média dos valores a situar-se nos -4,1°C e valores mais frequentes no intervalo entre -4,0 e -3,4°C *(Figura 490)*. Os valores de TmCl localizam-se no intervalo entre 8,2 e 14,6°C, com média de 11,3°C, com valores mais frequentes no intervalo entre 10,2 e 12,2°C *(Figura 491)*. As temperaturas de homogeneização do CO_2 ($ThCO_2$) foram observáveis apenas em algumas IF, constituindo um processo muito rápido, e por vezes bastante ténue ou impercetível, e que ocorre na faixa de temperaturas situada entre os 3,1 e os 9,5°C, durante o aquecimento das IF a Troom. Os ensaios termométricos nestas IF P revelaram valores de Th compreendidos entre os 329 e os 342°C, com a homogeneização a acontecer em líquido (L), situando-se a média nos 336,5°C, observando-se uma concentração dos valores no intervalo entre os 337,8 e os 342,0°C *(Figura 492)*.

Os ensaios mocrotermométricos levados a cabo nas IF PS revelaram valores de Tmice compreendidos entre -5,3 e -2,7°C, com uma média dos valores a rondar os -3,9°C e valores mais frequentes entre -4,0 e -3,4°C (ver *Figura 490*). Os valores de $TmCO_2$ situaram-se entre -59,8 e -65,9°C, com média de -62,0°C e a maioria das medições a

recaírem no intervalo entre -62,6 e -60,7°C (ver *Figura 489*). Para TmCl foram obtidos resultados situados entre os 9,1 e os 13,9°C, com a média a situar-se nos 11,2°C e mais concentração dos valores obtidos no intervalo entre os 10,2 e os 12,2°C (ver *Figura 491*). As temperaturas de homogeneização do CO_2 ($ThCO_2$) não foram possíveis de avaliar, neste caso de modo mais agravado dada a sua reduzida dimensão e fracas condições de observação, pelo que não foi possível determinar com exatidão esta transição de fase. Os ensaios de termometria revelaram para as IF PS valores de TH compreendidos entre os 325 e os 341°C, em estado líquido (L), com uma média dos valores de 334,1°C e valores mais recorrentes no intervalo compreendido entre os 337,8 e os 342,0°C (ver *Figura 492*).

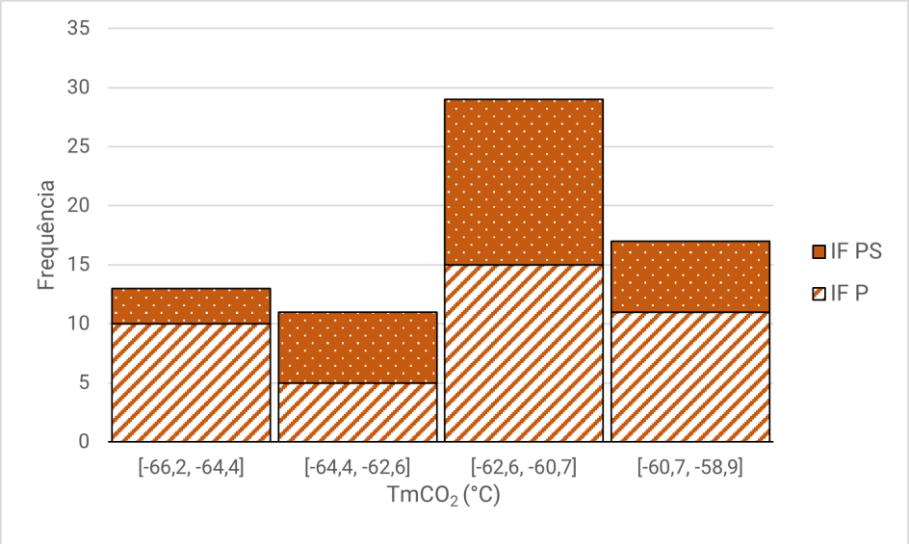


Figura 489 – Histograma dos valores de $TmCO_2$ obtidos nas IF P e PS analisadas na cassiterite.

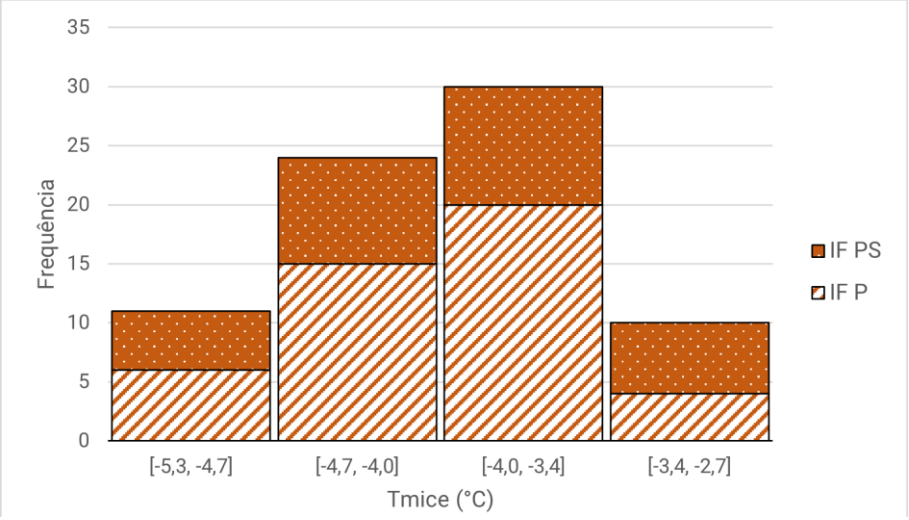


Figura 490 – Histograma dos valores de Tmice apurados nas IF P e PS presentes na cassiterite.

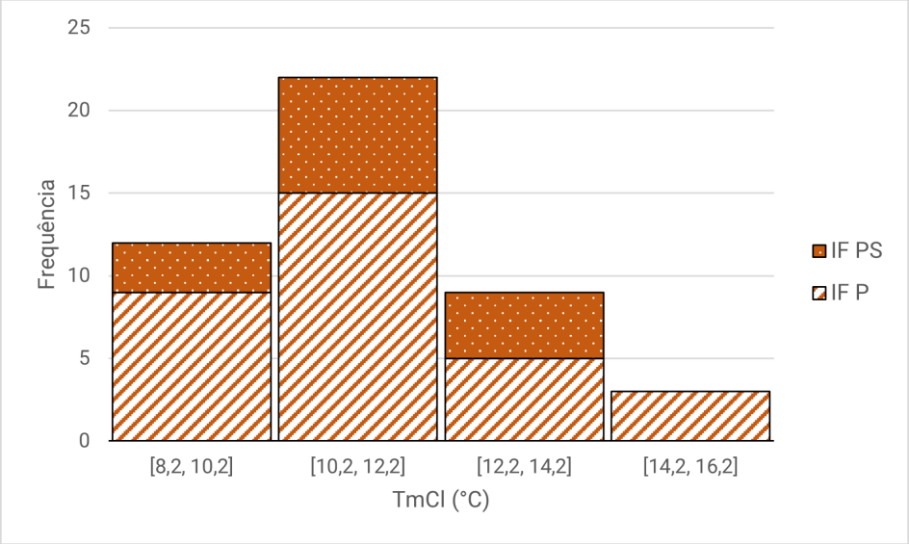


Figura 491 – Distribuição da frequência dos valores de TmCl obtidos nas IF P e PS estudadas na cassiterite.

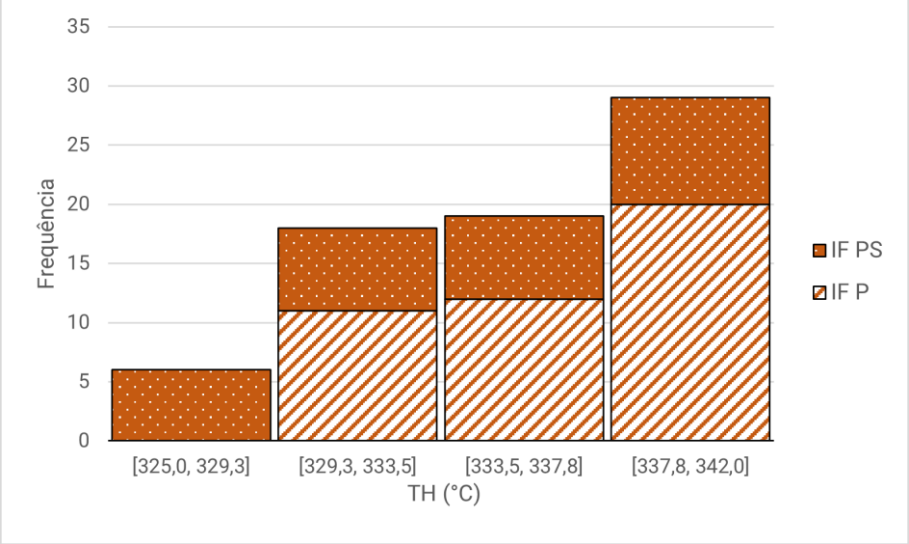


Figura 492 – Histograma relativo aos valores de TH obtidos nas IF P e PS na cassiterite.

10.3.1.1.2. IF P, PS, e S no Quartzo IA

Os estudos microtermométricos levados a cabo nas IF P e PS no Quartzo IA foram levados a cabo com relativa facilidade, não só pela maior abundância e dimensão destas tipologias de IF, nomeadamente as IF P e PS, mas também pelo natural maior transparência natural do quartzo. As IF S no Quartzo IA, apesar da sua dimensão mais reduzida, foram possíveis de levar a cabo as medições microtermométricas. No Quartzo IB, as medições microtermométricos foram igualmente possíveis nas IF P, e com maior dificuldade nas IF S intercristalinas, de dimensão muito reduzida. Na *Tabela 27* encontram-se sintetizados os resultados microtermométricos obtidos nas IF P, PS e S

analisadas no QzIA. Os resultados microtermométricos detalhados podem ser consultados em anexo.

Tipologia de IF	Tipologia de fluidos	n	Flw	Microtermometria										
				TmCO2 (°C)	Média $\bar{x}$	Tmice (°C)	Média $(\bar{x})$	TmCl (°C)	Média $(\bar{x})$	$ThCO_2$ (°C)	Média $(\bar{x})$	TH (°C)	Média $(\bar{x})$	Modo de homogeneização
P	Lw-c/ Lc-w	124	0,5 – 0,8	-64,3 – -58,4	-60,9	-6,2 – -2,3	-4,1	8,1 – 15,9	11,3	1,9 – 5,7	3,7	249 – 299	277,2	L
PS		66	0,5 – 0,8	-64,4 – -58,2	-60,6	-6,5 – -2,5	-3,8	8,9 – 15,9	12,2	2,0 – 5,7	3,5	243 – 288	267,3	L
S	Lw	27	0,8 – 0,95	-	-	-2,6 – -0,1	-1,1	-	-	-	-	135 – 195	172,4	L

Tabela 27 – Síntese dos resultados microtermométricos obtidos nas IF P, PS e S estudadas no QzIA.

Relativamente às IF P no Quartzo IA, os valores de $TmCO_2$ situam-se entre -64,3 e -58,4°C, com um valor médio de -60,9°C e valores mais frequentes na faixa de temperaturas entre os -60,8 a -60,0°C *(Figura 493)*.

Os valores de Tmice, foram observados entre -2,3°C e -6,2 projetando-se sobretudo no intervalo entre os -3,4 e os -2,3°C *(Figura 494)*, embora os valores se encontrem mais ou menos distribuídos de forma homogénea em outras classes de valores. O valor medio de Tmice situa-se em torno de -4,1°C. As temperaturas de TmCl, nem sempre foram determináveis, especialmente em IF de dimensão mais reduzida e que não se encontravam perto da superfície da lamina espessa bipolida, mas que se verificam situar entre 8,1 a 15,9°C, com um valor médio de 11,3°C e valores mais recorrentes na faixa de temperaturas entre 10,1 a 11,0°C , embora nos intervalos entre 11,0 e 12,0°C e 12,0 a 13,0°C também se concentrem algumas medições *(Figura 495)*. Os valores de $ThCO_2$ constituíram o parâmetro microtermométricos mais difícil de avaliar, verificando-se apenas uma transição muito rápida durante o arrefecimento da platina, no único momento em que o CO_2 líquido é visível sobre a forma de um menisco muito fino e na maior parte dos casos imperceptível, ocorrendo esta transição numa faixa de valores compreendida entre os 1,9 e 5,7°C e com uma média de 3,7°C. Os valores de $ThCO_2$ mais frequente s situam-se na faixa de temperaturas compreendidas entre os 2,7 a 3,4°C *(Figura 496)*, embora com alguma dispersão dos valores em outros intervalos.

Os ensaios termométricos levados a cabo nas IF P revelaram valores de TH compreendidos entre os 249 e 299°C, com os valores mais frequentes a situarem-se entre 271,0 a 280,3 *(Figura 497)* e um valor médio em torno de 277,2°C, dando-se esta transição de fase em estado líquido (L).

Nas IF PS presentes no Quartzo IA, as análises de criometria revelaram valores de $TmCO_2$ mínimos e máximos de -64,4 e -58,2°C respetivamente, com os valores mais recorrentes na faixa entre os -60,8 e os -60,0°C (ver *Figura 493*), e um valor médio de -60,6°C. Os valores de Tmice observaram-se a ocorrer entre os -2,5 e os -6,5°C, com um valor médios das temperaturas em torno de -3,8°C e os valores mais frequentes a ocorrerem no intervalo entre os -3,4 e os -2,3°C (ver *Figura 494*). Os valores de temperatura relativos a TmCl surgem entre os 8,9 e os 15,9°C, com uma maior concentração dos valores no intervalo entre os 12,0 e os 13,0°C (ver *Figura 495*), embora com alguns dos valores a distribuírem-se nas faixas de temperatura entre os 10,1 e os 11,0°C e 11,0 a 12,0°C. A média dos valores de TmCl situa-se nos 12,2°C. Relativamente a $ThCO_2$, e à semelhança das IF P, este constituíu um dos parâmetros microtermométricos mais difícil de avaliar, dada a menor dimensão das IF PS. Quando observável esta transição, verificou-se que se ocorre entre os 2,0 e os 5,7°C, com um valor médio de 3,5°C, sendo tal como nas IF P, apenas reconhecível no único momento em que um ténue menisco de CO_2 líquido é visível. Os valores mais frequentes de $TmCO_2$ para as IF PS distribuem-se de igual modo nos intervalos que vão desde os 1,9 a 2,7°C e dos 2,7 a 3,4°C (ver *Figura 496*), devendo-se esta dispersão dos valores, provavelmente, ao reduzido número de observações conseguidas. Os ensaios de termometria revelaram valores de TH compreendidos entre os 243 a 288°C em líquido (L), com a maioria dos valores a 271,0 a 280,3°C (ver *Figura 497*), e a média dos valores a corresponder a 267,3°C.

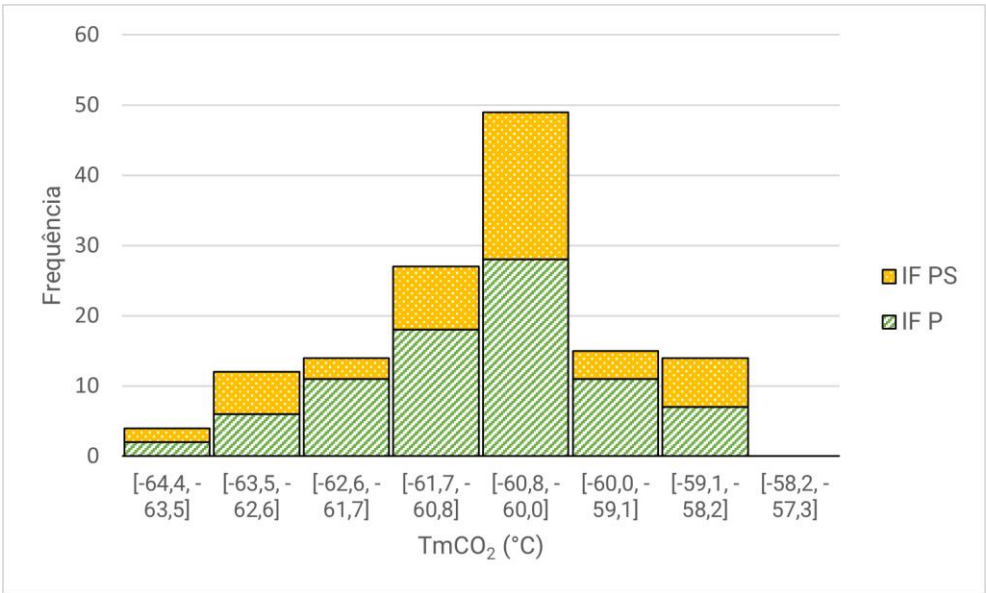


Figura 493 – Histograma dos valores de $TmCO_2$ nas IF P e PS analisadas no QzIA.

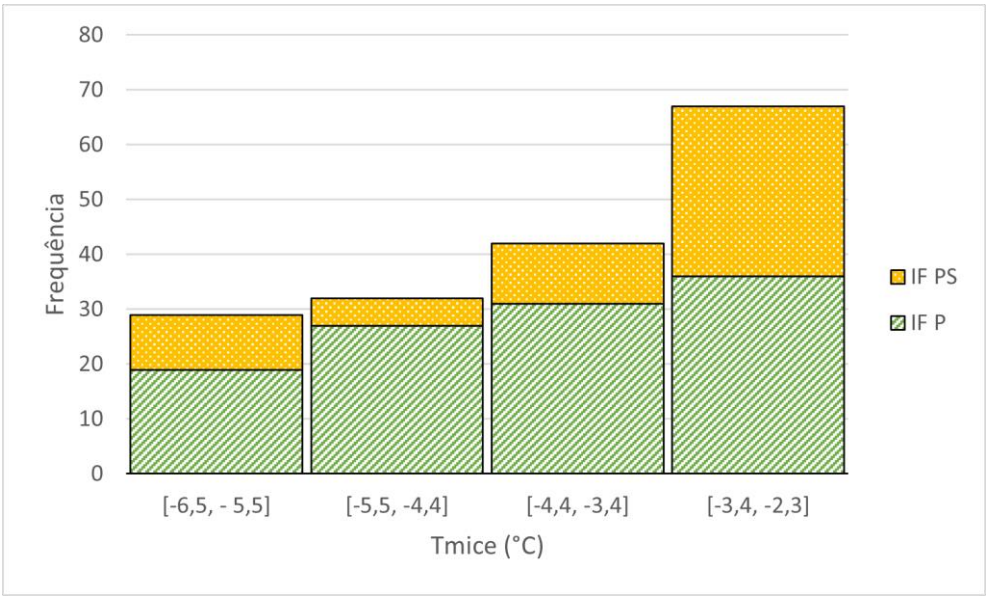


Figura 494 – Histogramas dos valores de Tmice relativos às IF P e PS analisadas no QzIA.

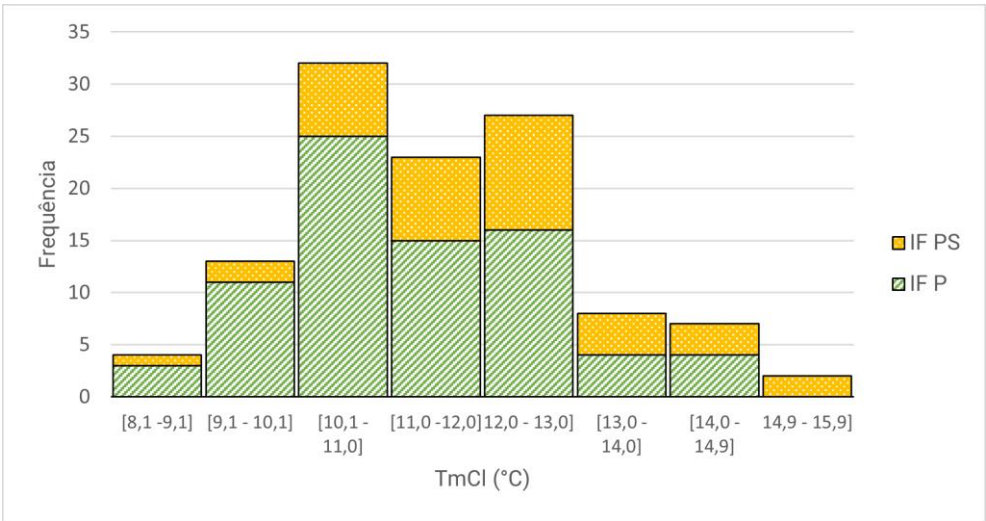


Figura 495 – Distribuição dos valores de TmCl nas IF P e PS analisadas no QzIA.

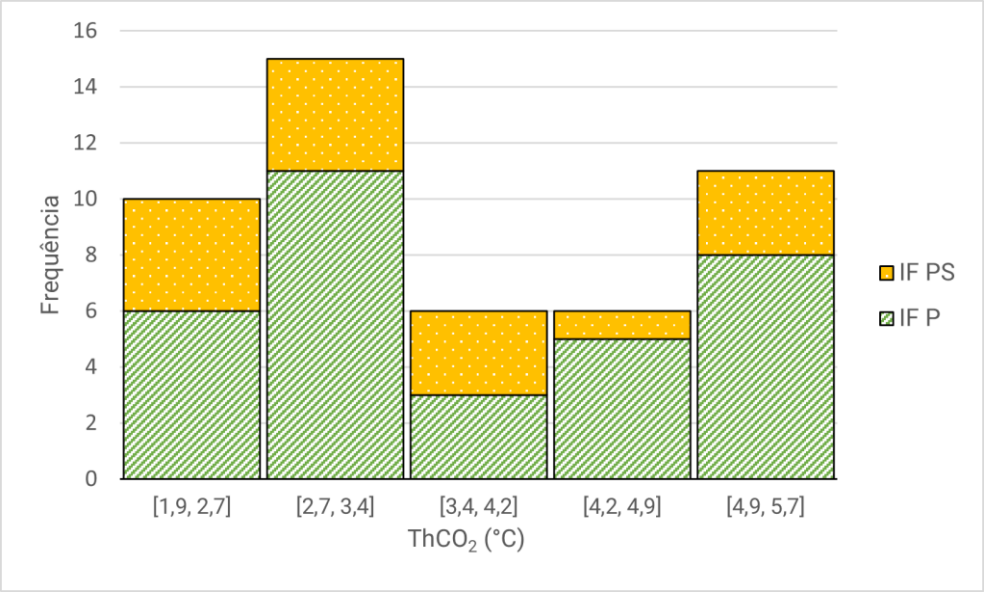


Figura 496 – Histograma respeitante aos valores de $ThCO_2$ obtidos nas IF P e PS no QzIA.

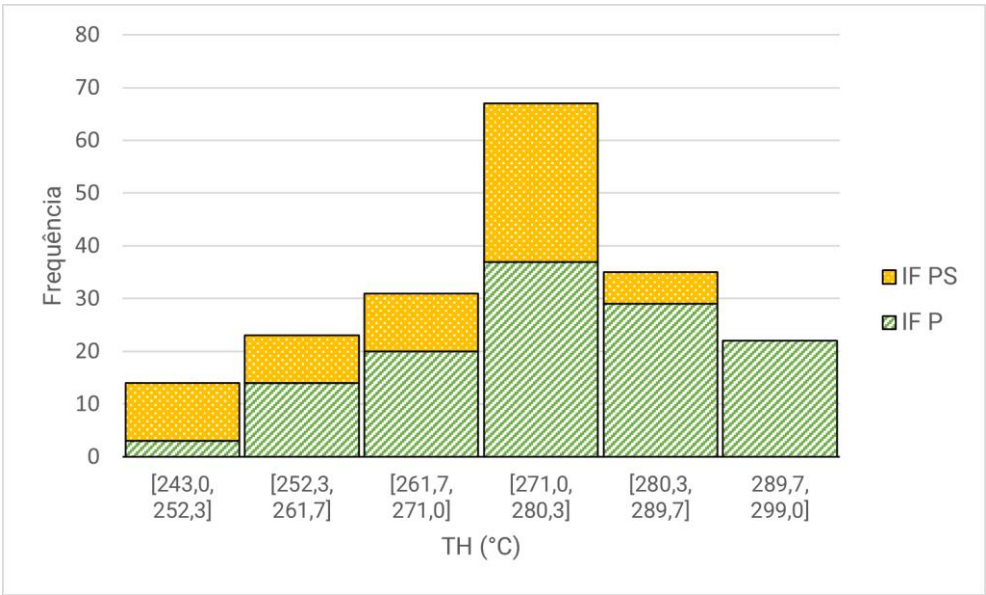


Figura 497 – Histograma dos valores de TH medidos nas IF P e PS selecionadas no QzIA.

As IF S identificadas e selecionadas para análise no QzIA cederam valores de Tmice situados no intervalo compreendido entre os -2,6 e -0,1°C, com uma média em torno dos -1,1°C e maior concentração dos valores no intervalo contido entre os -1,2 a -0,4°C *(Figura 498)*. Não foram detetadas transições de fase durante a criometria que indicassem a presença de espécies voláteis. Os ensaios de termometria nestas IF cederam valores de TH situados entre os 135 e os 195°C, com uma média das temperaturas de 172,4°C e com a maior parte das IF a homogeneizarem em líquido (L) no intervalo contido entre os 173,0 e os 192,0°C, embora um número razoável das

mesmas tenha homogeneizado no intervalo compreendido entre os 154,0 e os 173°C *(Figura 499)*.

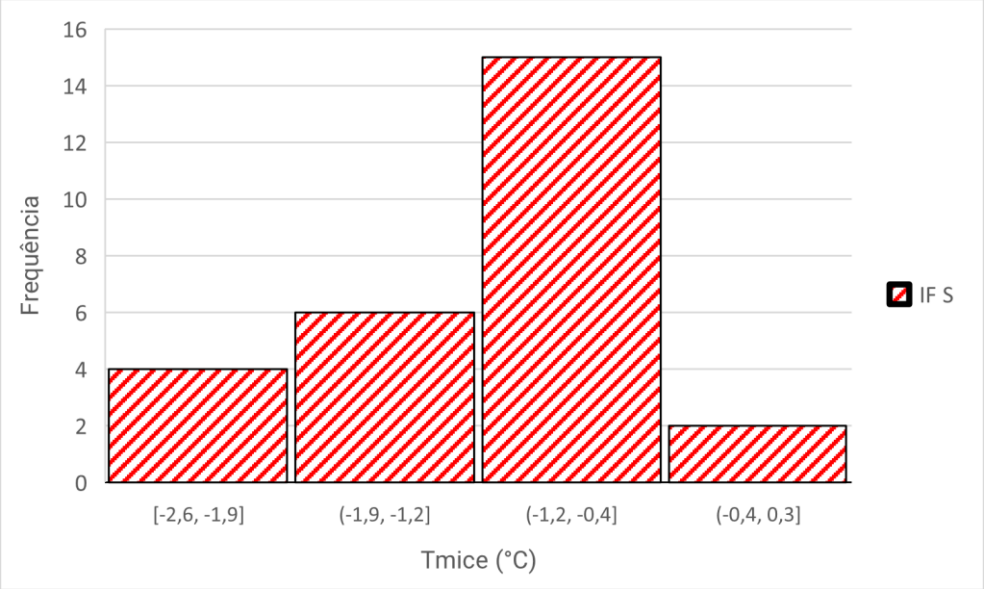


Figura 498 – Histograma os valores de Tmice obtidos nas IF S presentes no QzIA.

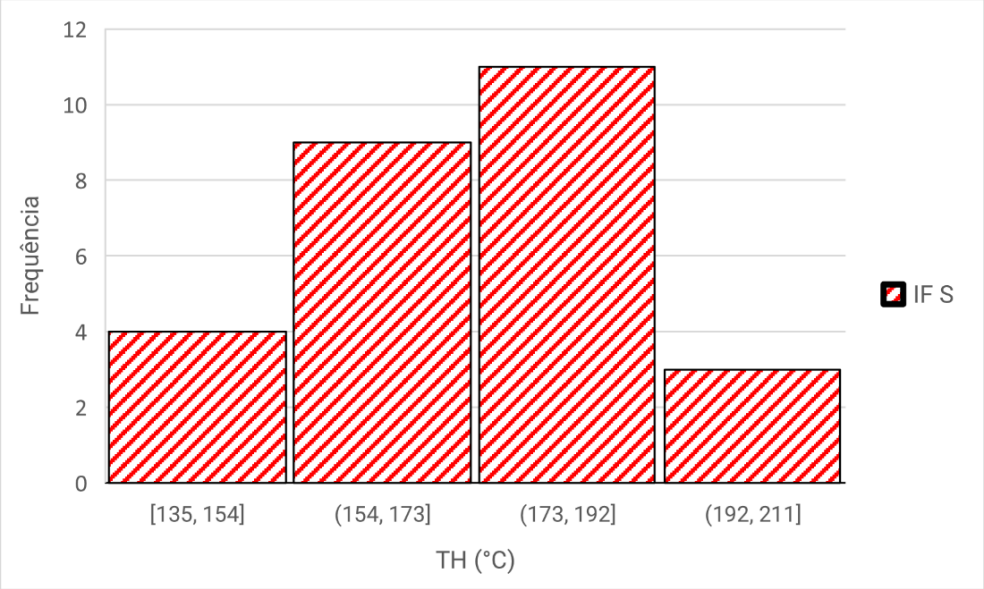


Figura 499 – Histograma relativo aos valores de TH obtidos nos ensaios de termometria levados a cabo nas IF S no QzIA.

10.3.1.1.3. IF P e S no QzIB

Relativamente aos ensaios de microtemometria levados a cabo nas IF P detetadas no QzIB, e tendo em conta que foram apenas seleccionadas as IF de maiores dimensões e de maior clareza de visualização, a maior parte dos parâmetros microtermométricos

foi possível de avaliar na maior parte das IF. É, contudo, exceção disto, a medição do parâmetro de $ThCO_2$, visto que à semelhança do que acontece nas IF P e PS no QzIA, o único momento em que o CO_2 líquido é reconhecível sobre a forma de um fino e ténue menisco, acontece apenas a temperaturas positivas, mas próximas de 0,0°C, sendo a visualização desta transição particularmente difícil de determinar. As IF S selecionadas para análises microtermométricas foram igualmente selecionadas em função da sua dimensão superior e proximidade à superfície da lâmina, de modo a maximizar as condições de observação. No *Tabela 28* encontram-se sintetizados os resultados microtermométricos obtidos nas IF P, PS e S analisadas no QzIB. Os resultados microtermométricos detalhados podem ser consultados em anexo.

Tipologia de IF	Tipologia de fluidos	n	Flw	Microtermometria										
				$TmCO_2$ (°C)	Média $\bar{x}$	Tmice (°C)	Média $(\bar{x})$	TmCl (°C)	Média $(\bar{x})$	$ThCO_2$ (°C)	Média $(\bar{x})$	TH (°C)	Média $(\bar{x})$	Modo de homogeneização
P	Lw-c	77	0,55 – 0,8	-64,3 – 59,3	-61,4	-5,4 – 2,5	-3,7	9,2 – 15,6	12,6	2,1 – 5,1	3,6	224 – 285	266	L
S	Lw	30	0,8 – 0,95	-	-	-1,9 – -0,5	1,3	-	-	-	-	144 –180	164,1	L

Tabela 28 - Síntese dos resultados microtermométricos obtidos nas IF P e S estudadas no QzIB.

No que toca às IF P presentes no QzIB, os valores encontrados para $TmCO_2$ (°C) situam-se no intervalo entre os -64,3°C e os -59.3°C, com uma média das temperaturas de -61,4°C e com a maior parte das medições a recaírem no intervalo situado entre os -61,9 e os -60,7°C *(Figura 500)*. Os valores de Tmice foram registados a ocorrem no intervalo entre os -5,4 e -2,5°C, com uma média das temperaturas de -3,7°C e com uma maior abundância de medições no intervalo compreendido entre os –4,0 e os -3,2°C, embora um número significativo de IF apresente valores de Tmice no intervalo entre os -3,2 e -2,5°C *(Figura 501)*.

As temperaturas de fusão dos clatratos (TmCl) foi observável na maior parte destas IF, com valores de temperatura compreendidos entre 9,2 e os 15,6°C, com uma média dos valores de 12,6°C, com a maior parte das medições a ocorrer no intervalo entre os 12,3 e os 15,0°C, mas com outros intervalos de valores com concentrações importantes de medições, nomeadamente os intervalos compreendidos entre 9,4 e 11,4°C e 11,4 a 13,2°C *(Figura 502)*. Os valores de $ThCO_2$ foram bastante díficies de apurar, observando-se, contudo, ocorrer no intervalo entre 2,1 e 5,1°C, com uma média das temperaturas de 3,6°C, e com maior número de registos observados no intervalo situado

entre 3,1 a 4,1°C *(Figura 503)*. Os ensaios de termometria nestas IF P revelaram valores de TH situados no intervalo entre os 224 a 285°C, com a transição a dar-se em estado líquido, e onde a média dos valores é de 266,0°C e com a maioria das medições a situarem-se no intrevalo compreendido entre 264,9 e 285,0°C *(Figura 504)*.

No que toca às IF S no QzIB, foram possíveis de apurar valores de Tmice compreendidos entre -1,9 e -0,5°C, com uma média de -1,3°C e com valores mais frequentes no intervalo compreendido entre -1,3 a -0,5°C (ver *Figura 501*). Não foram detetadas transições de fase durante a criometria que indicassem a presença de espécies voláteis. Os ensaios de termometria revelaram que estas IF S homegeneizam em estado líquido, num intervalo de temperaturas compreendido entre os 144,0 e 180,0°C, com uma média de 164,1°C e valores de TH mais concentrados no intervalo entre 144,0 e 164,1°C (ver *Figura 504*).

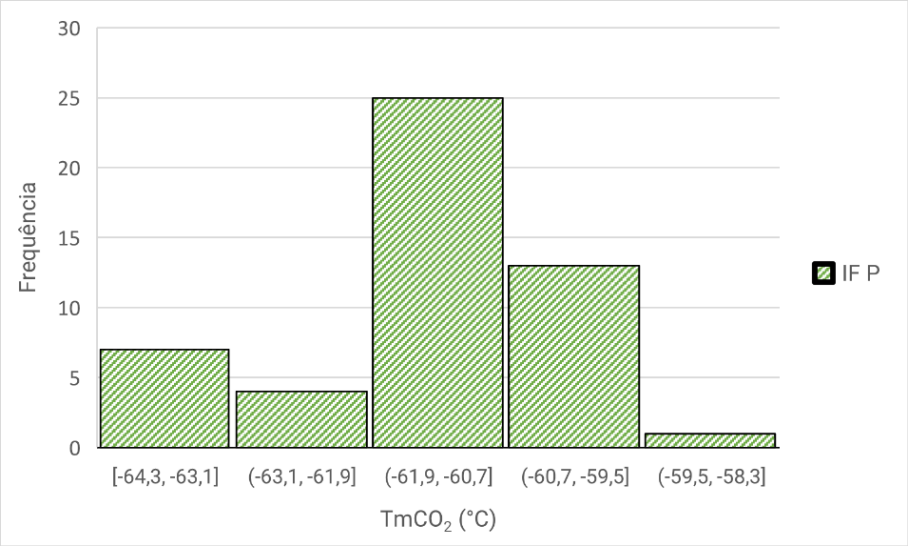


Figura 500 – Histograma dos valores de $TmCO_2$ obtidos na IF P analisadas no QzIB.

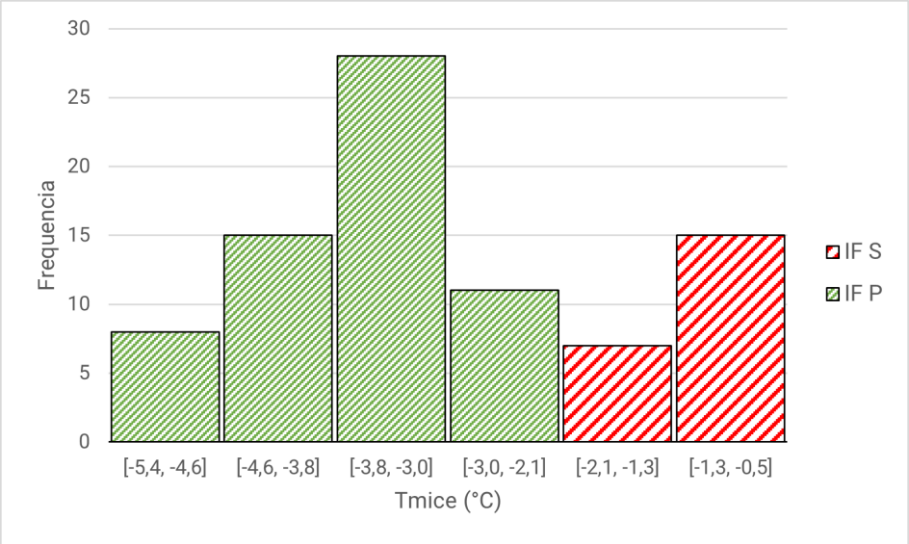


Figura 501 – Histograma com a compilação dos valores de Tmice obtidos nas IF P e S presentes no QzIB.

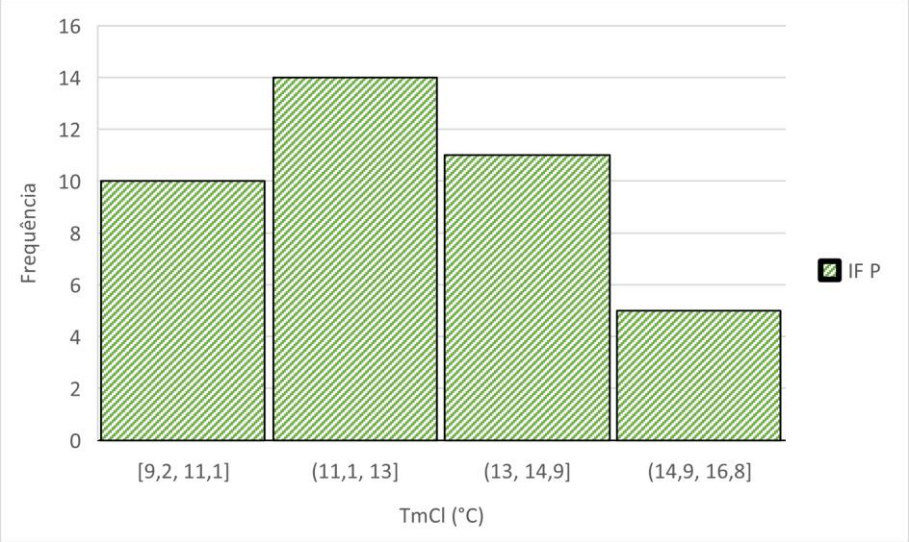


Figura 502 – Histograma dos valores de TmCl medidos nas IF P presentes no QzIB.

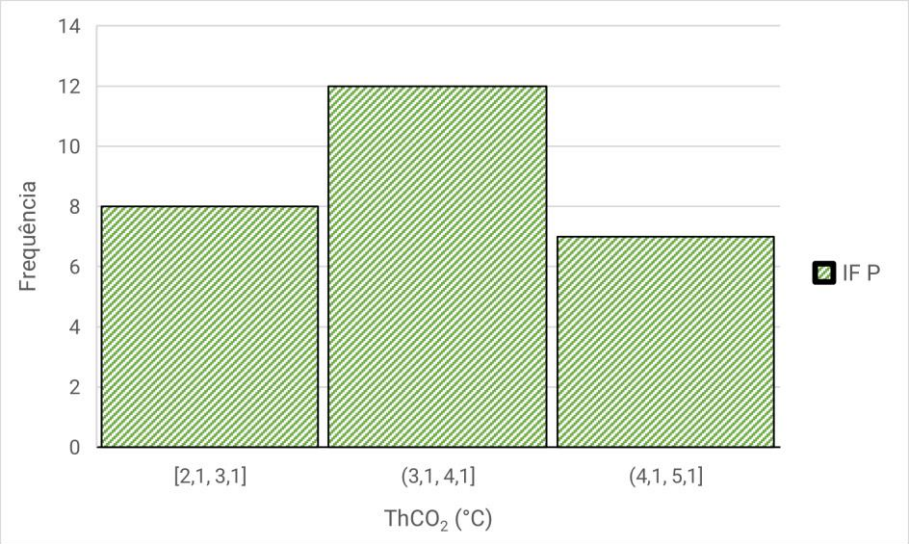


Figura 503 – Histograma relativo aos valores de $ThCO_2$ nas IF P selecionadas no QzIB.

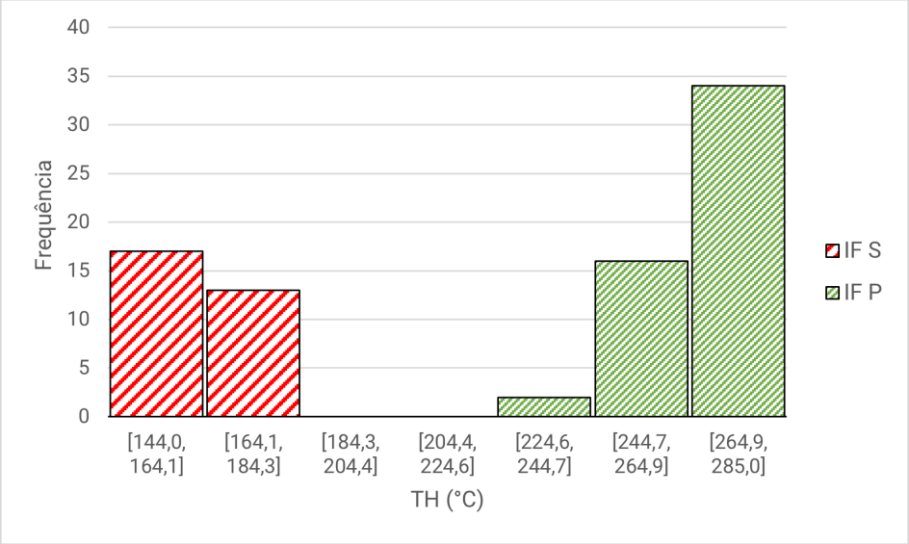


Figura 504 – Histograma combinado relativos aos valores de TH obtidos nas IF P e S selecionadas no QzIB.

10.3.1.1.4. IF P, PS e S (QzIIA)

Os ensaios de microtermometria nas diferentes tipologias de IF presentes no QzIIA foram levadas a cabo com relativa facilidade tendo sido possível obter medições na maior parte das IF para os diferentes parâmetros microtermométricos. No *Tabela 29* pode ser consultada uma síntese dos resultados microtermométricos obtidos nas IF P, PS e S analisadas no QzIIA. Em anexo podem ser consultados os resultados microtermométricos detalhados.

Tipologia de IF	Tipologia de fluidos	n	Flw	Microtermometria										
				$TmCO_2$ (°C)	Média $(\overline{x})$	Tmice (°C)	Média $(\overline{x})$	TmCl (°C)	Média $(\overline{x})$	$ThCO_2$ (°C)	Média $(\overline{x})$	TH (°C)	Média $(\overline{x})$	Modo de homogeneização
P	Lw-c/ Lc-w	61	0,55 – 0,8	-60,8 – -57,1	-58,6	-3,1 – -1,0	-1,9	6,9 – 12,2	8,8	17,9 – 21,0	18,6	235 – 300	273,1	L
PS		49	0,6 – 0,8	-60,9 – 57,3	-58,8	-3,3 – -1,2	-1,9	6,9 –11,9	8,7	17,8 – 21,1	18,9	243 –301	275,5	L
S	Lw	30	0,8 – 0,95	-	-	-2,1 – -0,9	-1,3	-	-	-	-	131 – 188	163,6	L

Tabela 29 – Síntese dos resultados microtermométricos obtidos nas IF P, PS e S estudadas no QzIIA.

Relativamente às IF P, os ensaios de criometria revelaram valores de $TmCO_2$ compreendidos entre -60,8 e -57,1°C, com média de -58,6°C e com os valores mais recorrentes a situarem-se sobretudo no intervalo compreendido entre -58,5 a -57,7°C *(Figura 505)*. Os valores de Tmice para estas IF foram observados a ocorrer entre -3,1 a -1,0°C, com um valor médio de temperaturas de -1,9°C e com os valores mais frequentes a concentrarem-se praticamente de modo semelhante nos intervalos contíguos situados entre -2,1 a -1,7°C e -1,7 a -1,4°C *(Figura 506)*, embora com uma ligeira predominância de valores do primeiro intervalo. As temperaturas relativas a TmCl foram registadas a ocorrerem entre 6,9 a 12,2°C, com média de 8,8°C e maior concentração dos valores na faixa de temperaturas compreendida entre os 6,9 a 8,4°C, embora um número semelhante de IF demostre valores de TmCl preferencialmente situados entre os 8,4 e 9,9°C *(Figura 507)*. A temperatura de homogeneização do CO_2 ($ThCO_2$) foi observável apenas numa parte das IF P selecionadas, dada a maior dificuldade de observação do CO_2 líquido, nem sempre visível ou sobre a forma de um menisco bastante reduzido. Quando observável esta mudança de fase, observou-se que estes valores se situam entre 17,9 e 21,0°C, com um valor médio de 18,6°C e valores mais frequentes no intervalo entre 17,8 a 18,6°C *(Figura 508)*. Os ensaios de termometria levados a cabo nestas IF demonstraram valores de TH situados entre os 235 a 300°C, com a homogeneização a acontecer em líquido. Os valores médios de TH rondam os 273,1°C, e com maior concentração dos valores no intervalo entre os 275,0 e os 295,0°C *(Figura 509)*.

Os ensaios de criometria levados a cabo nas IF PS selecionadas no QzIIA, forneceram valores de $TmCO_2$ situados entre -60.9 a -57,3 °C, com uma média dos valores correspondente a -58,8°C e maior concentração de leituras no intervalo compreendido entre -59,3 e -58,5°C (ver *Figura 505*). Os valores de Tmice para estas IF foram observados a ocorrerem entre -3,3 a -1,2°C, com média destes valores igual a -1,9°C, e de modo semelhante às IF P, os valores mais frequentes recaem preferencialmente

nos intervalos compreendidos de -2,1 a -1,7°C e -1,7 a -1,4°C (ver *Figura 506*). Para o parâmetro TmCl, foram obtidos valores compreendidos entre 6,9 a 11,9°C, com uma média dos valores situada nos 8,7°C, e maior frequência de medições no intervalo situado entre 6,9 a 8,4°C (ver *Figura 507*). As temperaturas correspondentes a $ThCO_2$ foram registadas a ocorrerem entre 17,8 a 21,1°C, com média dos valores igual a 18,9°C e maior concentração das medições no intervalo compreendido entre 17,8 a 18,6°C (ver *Figura 508*). Os ensaios de termometria revelaram para estas IF valores de TH situados entre 243,1 a 301,0°C, dando-se a homogeneização em líquido. Para TH, os valores medidos apresentam um valor médio de 275,5°C e onde a maioria das medições se situa no intervalo situado entre 275,0 a 295,0°C (ver *Figura 509*).

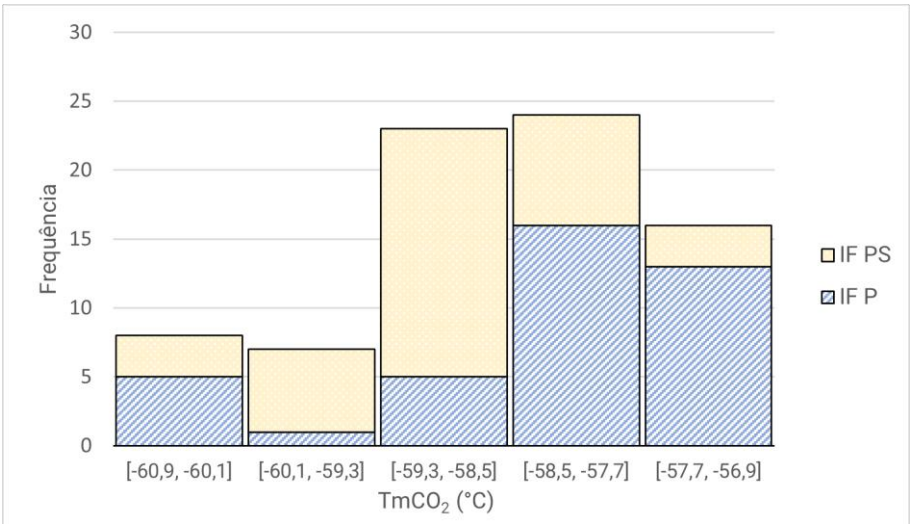


Figura 505 – Histograma com a compilação das frequências de valores de $TmCO_2$ para as IF P e PS analisadas no QzIIA.

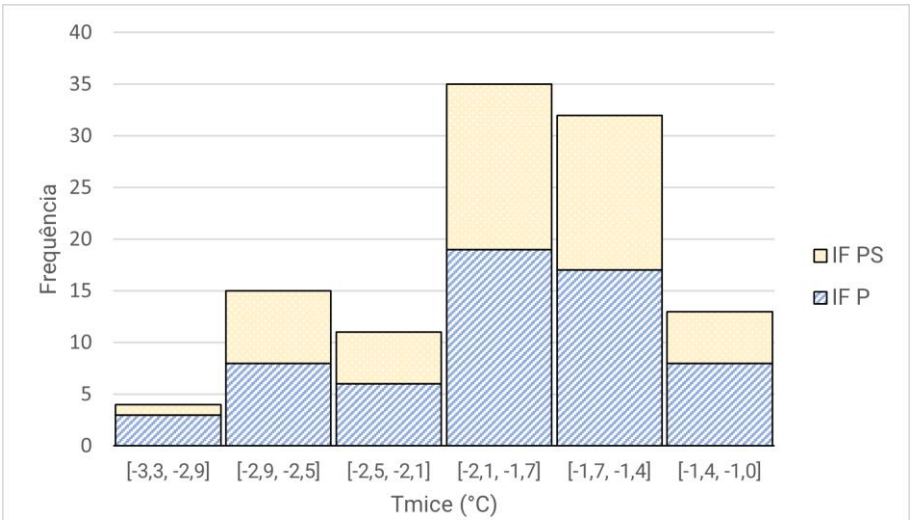


Figura 506 – Histograma de compilação com os valores de Tmice obtidos nas IF P e PS analisadas no QzIIA.

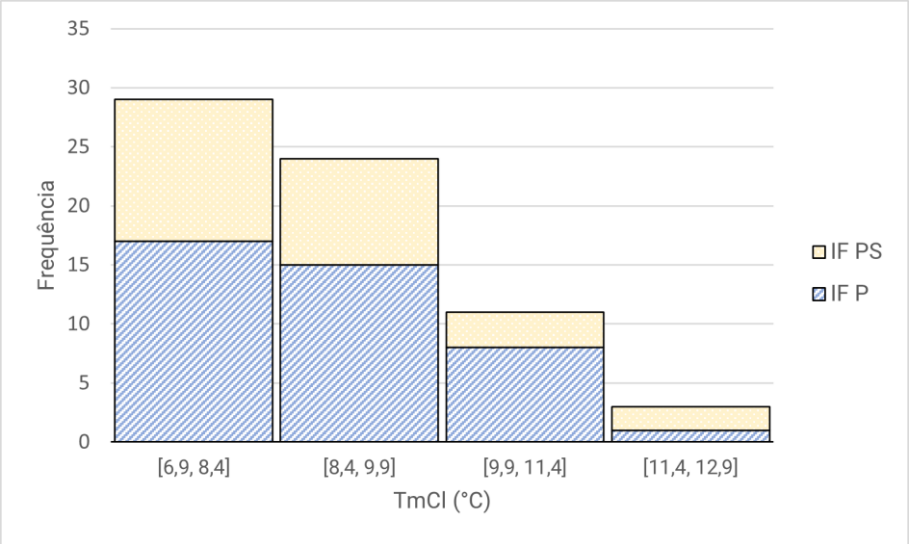


Figura 507 – Histograma com a compilação dos valores de TmCl obtidos nas IF P e PS selecionadas no QzIIA.

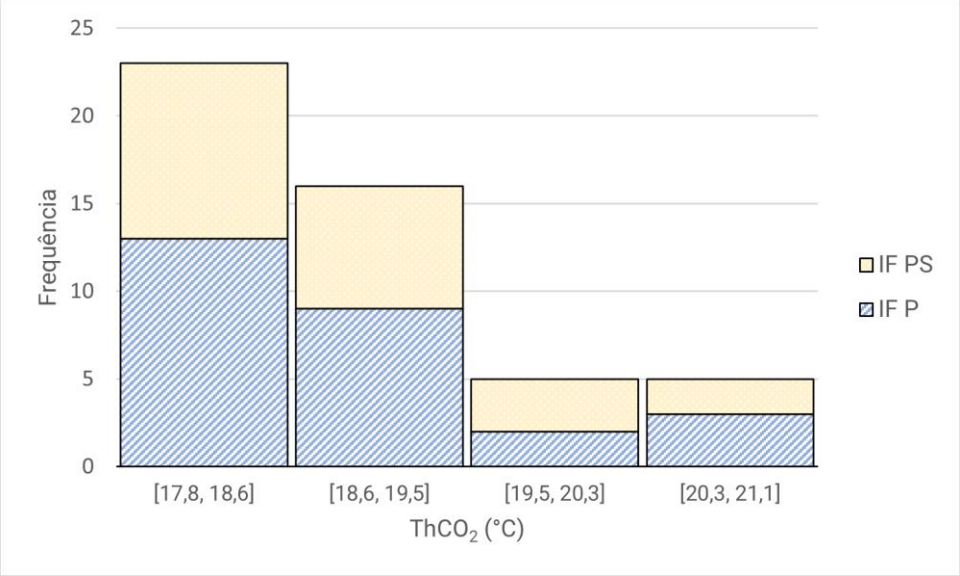


Figura 508 – Histograma com a compilação dos valores de $ThCO_2$ obtidos nas IF P e PS analisadas no QzIIA.

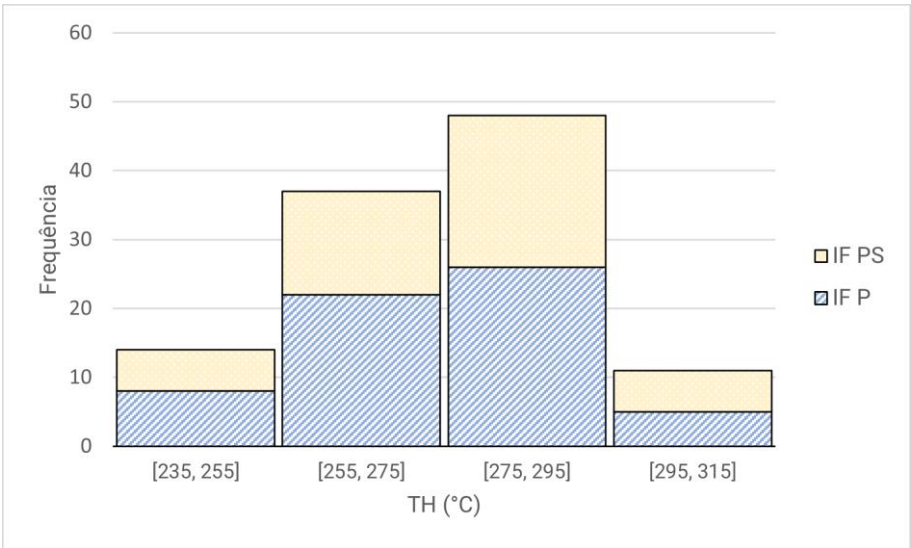


Figura 509 – Histograma com a compilação dos valores medidos de TH para as IF P e PS analisadas no QzIIA.

As IF S analisadas no QzIIA cederam valores de Tmice situados entre -2,1 a -0,9°C, com um valor médio de -1,3°C, tendo sido a maioria das medições observada a ocorrer entre -1,3 a -0,9°C *(Figura 510)*. Não foram detetadas transições de fase durante a criometria que indicassem a presença de espécies voláteis. Os ensaios de termometria revelaram que estas IF S homogeneízam em líquido, no intervalo entre 131,3 a 188,2°C, registando-se um valor médio de 163,6°C, e com a maioria das medições a serem observadas no intervalo entre 166,3 a 179,3°C *(Figura 511)*.

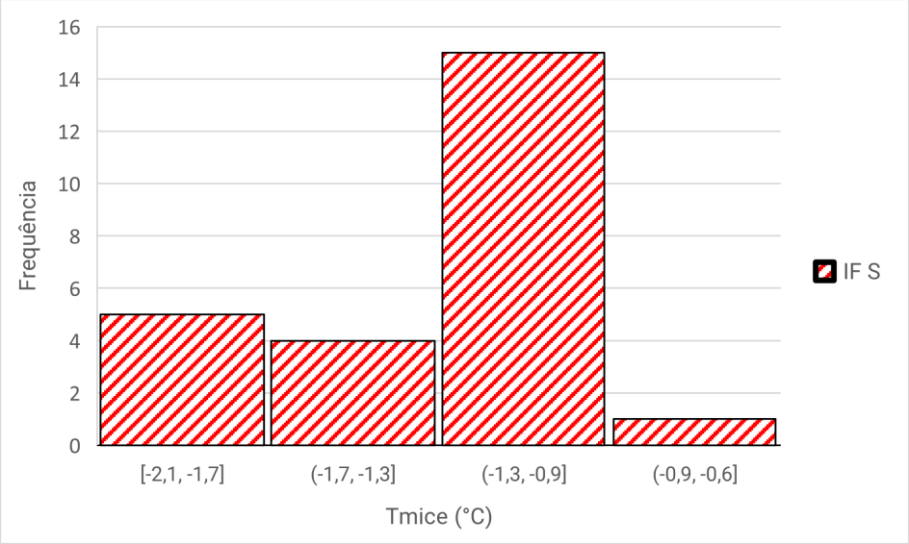


Figura 510 – Histograma relativo aos valores de Tmice registados nas IF S analisadas no QzIIA.

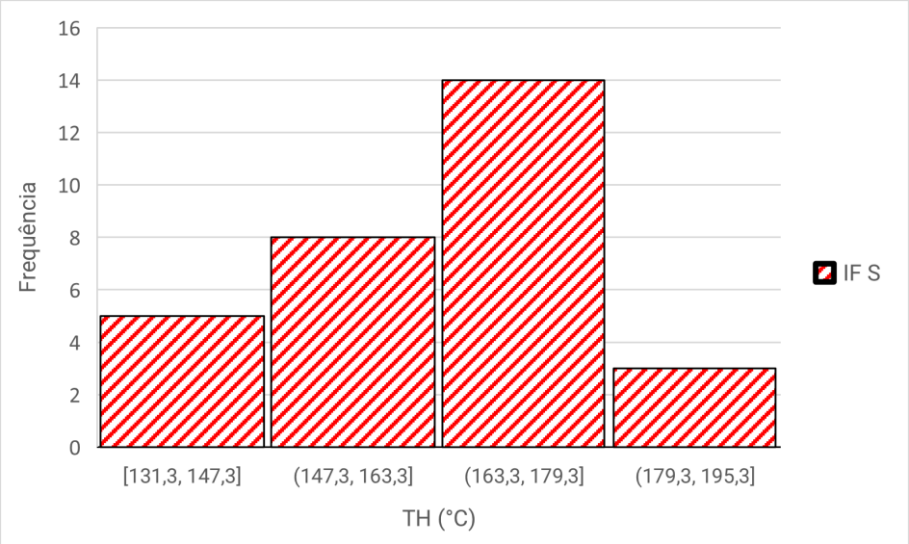


Figura 511 – Histograma relativo aos valores de TH registados nas IF S presentes no QzIIA.

10.3.1.1.5. IF P, PS e S QzIIB

Os ensaios microtermométricos levados a cabo nas IF P, PS e S selecionadas nas amostras de QzIIB foram levados a cabo com relativa facilidade, embora a dimensão por vezes mais diminuta das IF, tenham impedido a leitura de alguns parâmetros microtermométricos com clareza. Na *Tabela 30*, encontram-se uma síntese dos resultados microtermométricos obtidos nas IF P, PS e S analisadas no QzIIB. Em anexo podem ser consultados os resultados na integral.

Tipologia de IF	Tipologia de fluidos	n	Flw	Microtermometria										
				$TmCO_2$ (°C)	Média $(\overline{x})$	Tmice (°C)	Média $(\overline{x})$	TmCl (°C)	Média $(\overline{x})$	$ThCO_2$ (°C)	Média $(\overline{x})$	TH (°C)	Média $(\overline{x})$	Modo de homogeneização
P	Lw-c/ Lc-w	40	0,55 – 0,8	-60,3 – -57,0	-58,6	-2,2 – -0,8	-1,5	6,9 – 10,3	8,5	18,0 – 19,3	18,5	231 - 281	255,5	L
PS		36	0,6 – 0,8	-60,1 – -57,1	-58,5	-2,4 – -0,9	-1,6	7,2 – 10,2	8,7	18,0 – 19,4	18,5	229 - 270	249,9	L
S	Lw	27	0,8 – 0,95	-	-	-2,0 – -0,8	-1,4	-	-	-	-	121 - 173	144,7	L

Tabela 30 – Síntese dos resultados microtermométricos obtidos nas IF P, PS e S estudadas no QzIIB.

As IF P analisadas no QzIIB, forneceram valores de $TmCO_2$ situados entre -60,3 a -57,0°C, com um valor médio de -58,6°C e com a maioria das observações a registarem-se de modo semelhante nos intervalos entre -59,3 a -58,3°C e -58,3 a -57,3°C *(Figura 512)*. Os valores de Tmice foram medidos no intervalo entre -2,2 a -0,8°C, com média de -1,5°C e com valores mais frequentes situados no intervalo compreendido entre -1,4 a -1,1°C *(Figura 513)*. Para TmCl foram registados valores compreendidos entre 6,9 a

10,3°C, com um valor médio de 8,5°C e com maior concentração das leituras na faixa de valores situados entre 6,9 a 8,4°C *(Figura 514)*. Os valores de $ThCO_2$ foram registados a ocorrerem entre 18,0 a 19,3°C, sendo a média deste parâmetro igual a 18,5°C e com a maioria das observações a situarem-se entre os 18,0 e os 18,5°C *(Figura 515)*. Os ensaios de termometria revelaram valores de TH situados entre os 231,3 a 281,1°C, com esta transição a ocorrer em estado líquido. A média dos valores de TH situa-se nos 255,5°C, registando-se a maioria das observações no intervalo entre 244 e 259°C *(Figura 516)*.

As IF PS analisadas no QzIIB cederam valores de $TmCO_2$ situados entre -60,1 a -57,1°C, com um valor médio de -58,5°C e com a maior parte dos valores a serem registados no intervalo entre -59,3 a -58,3°C (ver *Figura 512*). Os valores de Tmice foram registados a ocorrem no intervalo entre -2,4 a -0,9°C, situando-se o valor médio nos -1,6°C, e com maior concentração das medições a situarem entre -1,8 a -1,4°C (ver *Figura 513*). Os valores TmCl situam-se entre 7,2 a 10,2°C, com média de 8,7°C, com a maior parte dos valores registados a situarem-se de modo semelhante nas faixas de temperaturas compreendidas de 6,9 a 8,4 e 8,4 a 9,9°C (ver *Figura 514*). As temperaturas relativas a $ThCO_2$ foram apenas observáveis em algumas das IF PS no QzIIB, sendo que quando observáveis, foram registadas a ocorrerem entre 18,0 e 19,4°C, com um valor médio de 18,5°C e com os valores mais frequentes a distribuírem-se de modo semelhante nos intervalos compreendidos entre 18,0 a 18,5 e 18,5 a 19,0°C (ver *Figura 515*). Os ensaios de termometria levados a cabo nas IF PS no QzIIB revelaram valores de TH situados entre 229,4 a 270,0°C, situando o valor médio em 249,9°C e com maior número de medições no intervalo situado entre 244 e 259°C (ver *Figura 516*), com a homogeneização a ocorrer em líquido.

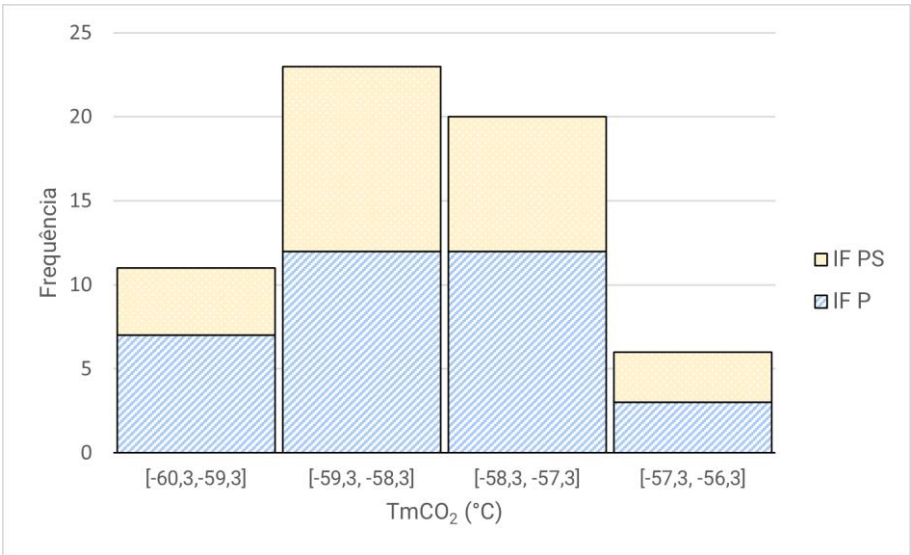


Figura 512 – Histograma dos valores de $TmCO_2$ obtidos nas IF P e PS analisadas no QzIIB.

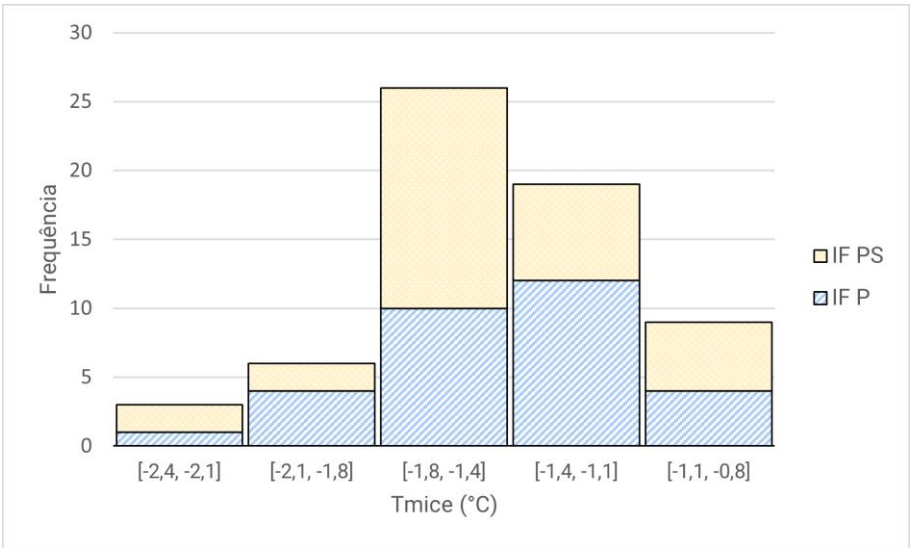


Figura 513 – Histograma dos intervalos de Tmice registados nas IF P e PS estudadas no QzIIB.

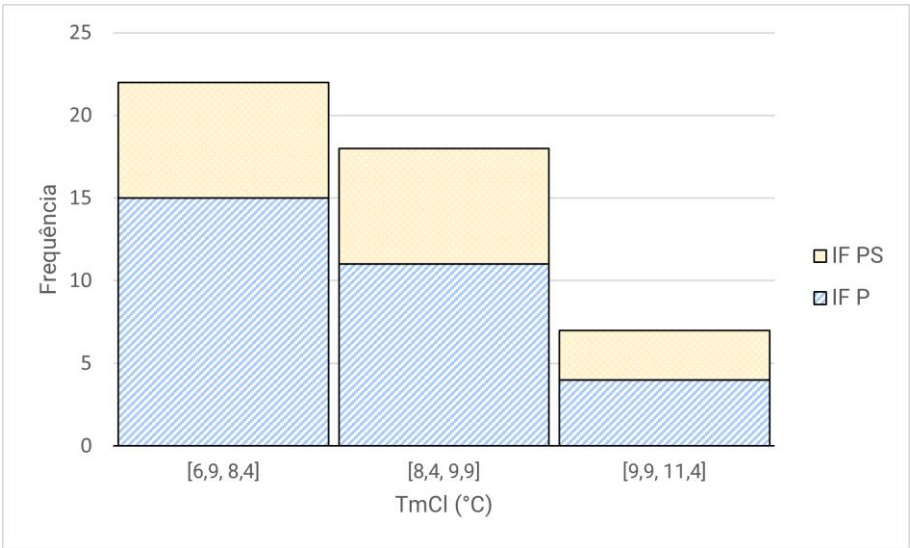


Figura 514 – Histograma respeitante aos valores de TmCl apurados nos ensaios microtermométricos levados a cabo nas IF P e PS selecionadas no QzIIB.

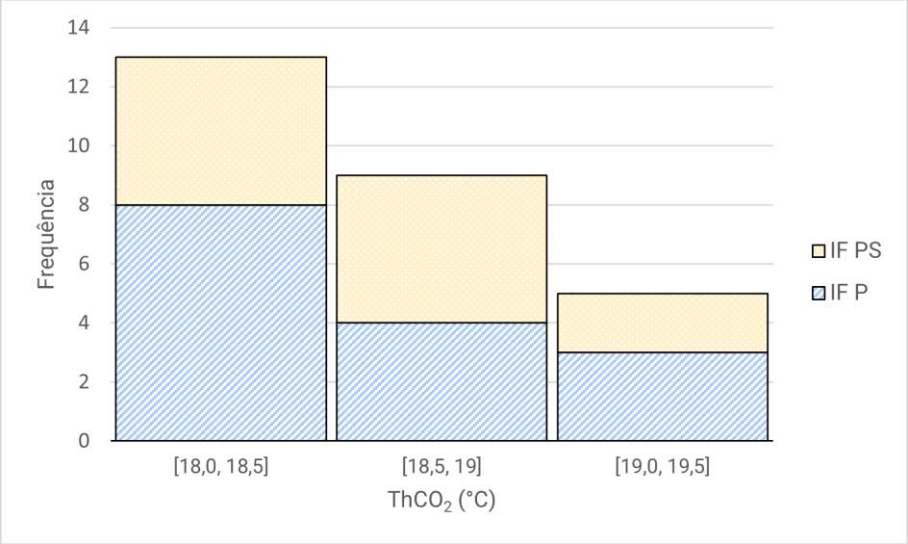


Figura 515 – Histograma dos valores de $ThCO_2$ obtidos nas IF P e PS selecionadas no QzIIB.

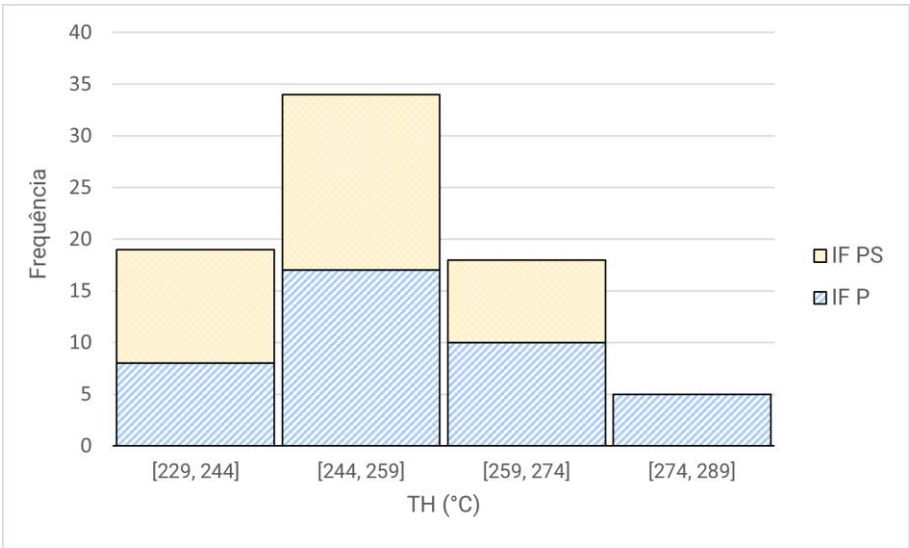


Figura 516 – Histograma dos valores de TH observados nas IF P e PS analisadas no QzIIB.

No que toca às IF S observadas no QzIIB, os ensaios de criometria revelaram valores de Tmice compreendidos entre -2,0 a -0,8°C, com um valor médio de -1,4°C e com maior concentração das leituras no intervalo situado entre -1,5 a -1,0°C *(Figura 517)*. Não foram detetadas transições de fase durante a criometria que indicassem a presença de espécies voláteis. Os ensaios de termometria forneceram valores de TH compreendidos entre os 121,0 e os 173,0°C, com um valor médio de 144,7°C e maior abundância de leituras no intervalo localizado entre os 136,0 e 151,0°C *(Figura 518)*, dando-se esta transição de fase em líquido.

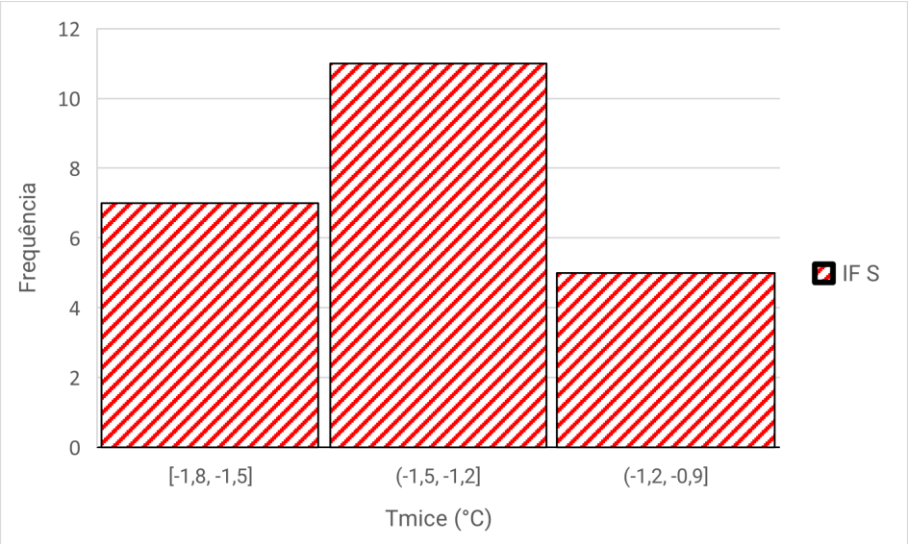


Figura 517 – Histograma relativo aos valores de Tmice apurados nos ensaios de criometria levados a cabo nas IF S presentes no QzIIB.

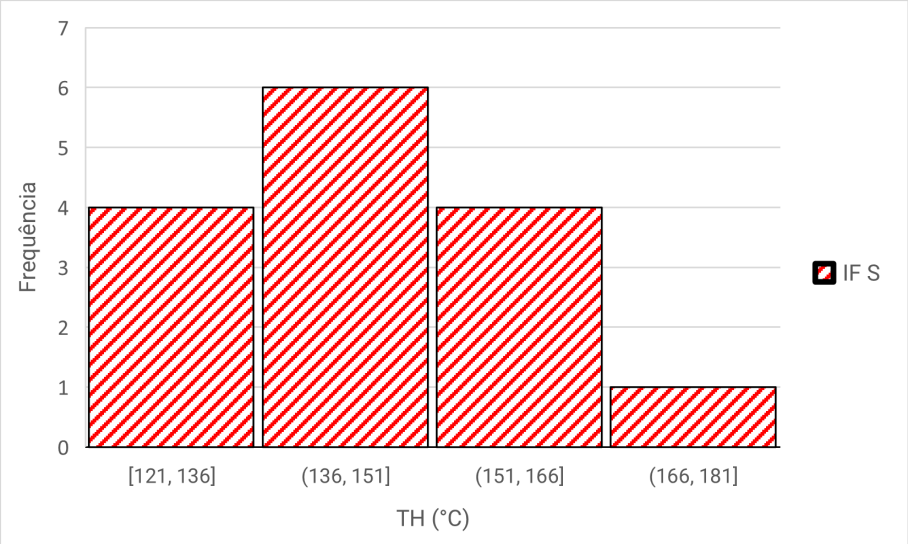


Figura 518 – Histograma dos valores de TH relativos às IF S analisadas no QzIIB.

10.3.1.1.6. IF P (QzIII)

Os ensaios de microtermometria levados a cabo nas IF P selecionadas no QzIII foram levadas a cabo com relativa facilidade, tenso sido possível apurar os valores de temperatura relativos a Tmice e TH na totalidade das IF selecionadas, não tendo sido detetados durante estes ensaios a presença de espécies voláteis. Na *Tabela 31*, encontram-se sintetizados os resultados microtermométricos obtidos nas IF P analisadas no QzIII. Em anexo, podem ser encontrados os resultados microtermométricos detalhados.

Tipologia de IF	Tipologia de fluidos	n	Flw	Microtermometria										
				$TmCO_2$ (°C)	Média ($\overline{x}$)	Tmice (°C)	Média ($\overline{x}$)	TmCl (°C)	Média ($\overline{x}$)	$ThCO_2$ (°C)	Média ($\overline{x}$)	TH (°C)	Média ($\overline{x}$)	Modo de homogeneização
P	Lw	35	0,8 – 0,95	-	-	-2,2 – -0,6	-1,3	-	-	-	-	126 - 183	151,7	L

Tabela 31 – Síntese dos resultados microtermométricos obtidos nas IF P estudadas no QzIII.

Os ensaios de criometria revelaram valores de Tmice situados entre -2,2 a -0,6°C, com um valor médio de -1,3°C, e com maior concentração das leituras na faixa de temperaturas compreendida entre -1,4 a 0,9°C *(Figura 519)*. Os ensaios de termometria permitiram apurar valores de TH compreendidos entre 126 e 183°C, com um valor médio das temperaturas de 151,7°C, e com maior concentração dos valores obtidos na faixa de temperaturas localizada entre 141 a 156°C *(Figura 520)*, ocorrendo a homogeneização em líquido.

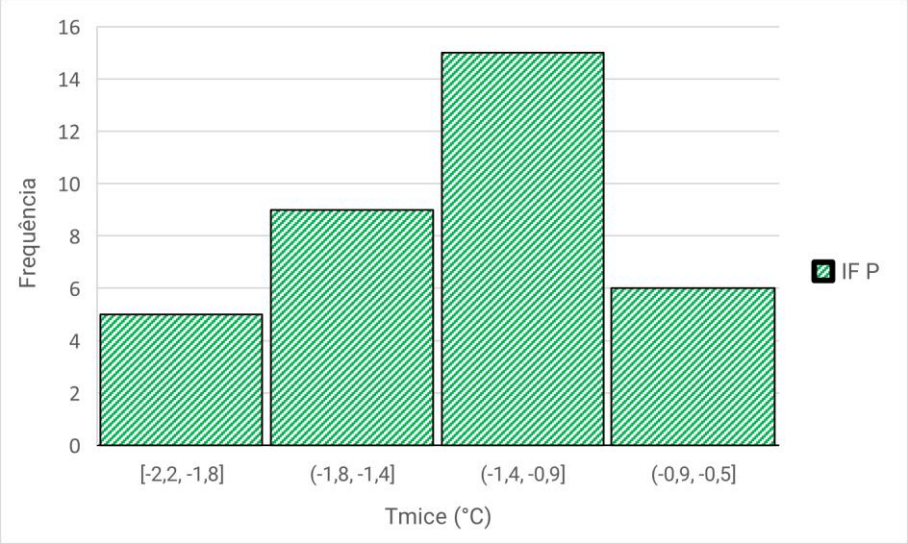


Figura 519 – Histograma dos valores de Tmice obtidos nos ensaios de criometria levados a cabo nas IF P selecionadas no QzIII.

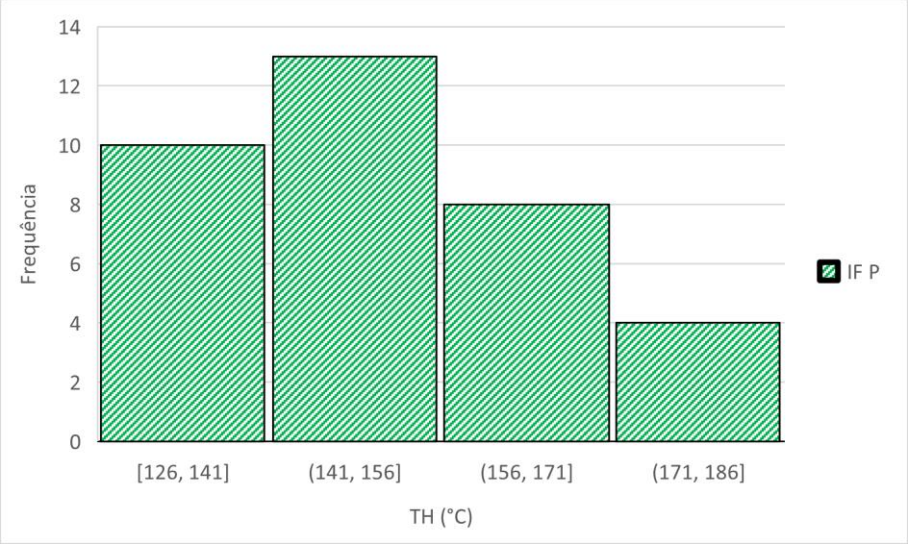


Figura 520 – Histograma respeitante aos valores de TH apurados nos ensaios de termometria levados a cabo nas IF P selecionadas no QzIII.

10.3.1.2. Depósito de W(Sn) de Murçós

10.3.2. Scheelite (IF P e PS)

Os ensaios microtermométricos levados a cabo na scheelite constituíram ensaios de alguma dificuldade de realização, dadas as fracas condições de visualização e dada a dimensão, por vezes reduzida de muitas das IF P e PS presentes na scheelite de Murçós. Apesar disto, foi possível apurar valores de temperaturas para a maioria dos parâmetros microtermométricos na maior parte das IF, com a excepção de $ThCO_2$ e

TmCl, que constituíram observações de maior dificuldade, pelo que não foi possível determinar em alguns casos o valor destes parâmetros. Na *Tabela 32* podem ser encontrados os dados microtermométricos sintetizados, obtidos nas IF P e PS analisadas na scheelite. Em anexo, podem ser consultados os resultados microtermométricos detalhados.

Tipologia de IF	Tipologia de fluidos	n	Flw	Microtermometria										
				$TmCO_2$ (°C)	Média $(\overline{x})$	Tmice (°C)	Média $(\overline{x})$	TmCl (°C)	Média $(\overline{x})$	$ThCO_2$ (°C)	Média $(\overline{x})$	TH (°C)	Média $(\overline{x})$	Modo de homogeneização
P	Lw-c/ Lc-w	52	0,5 – 0,8	-63,4 – -59,7	-61,5	-5,5 – -2,6	-4,1	8,9 – 14,0	11,2	1,2 – 4,7	2,9	272 – 340	318,8	L
PS		23	0,6 – 0,8	-62,4 – -59,9	-61,4	-5,3 – 2,6	-4,0	10,2 – 12,7	11,5	1,8 – 4,8	3,3	279 – 334	315,7	L

Tabela 32 – Síntese dos resultados microtermométricos obtidos nas IF P,e PS estudadas na scheelite.

Os ensaios de criometria levados a cabo nas IF P na scheelite, revelaram valores de $TmCO_2$ registados localizam-se entre -63,4 a -59,7°C, com o valor médio de -61,5°C e com maior número de valores a serem observados na faixa de temperaturas situada entre -61,8 e -61,0°C *(Figura 521)*. Os valores de Tmice situados entre -5,5°C a -2,6, com um valor médio em torno de -4,1°C e com a maior parte das medições a ser registadas no intervalo situado entre -4,8 e -4,0°C *(Figura 522)*. Os valores de TmCl registaram-se a ocorrer entre 8,9 a 14,0°C, com um valor médio de 11,2°C e com maior concentração de valores no intervalo compreendido entre 10,1 a 11,3°C *(Figura 523)*. Os valores de $ThCO_2$ foram de observação difícil, ocorrendo a temperaturas baixas, não muito longe de 0,0°C, constituindo o único momento em que o CO_2 líquido é observado sobre a forma de um ténue e reduzido menisco. Quando observável, os valores de $ThCO_2$ situam-se entre 1,2 a 4,7°C, com um valor médio de 2,9°C e com maior número de medições no intervalo situado entre 2,4 a 4,7°C *(Figura 524)*. Os ensaios de termometria levados a cabo nas IF P selecionadas na scheelite forneceram valores de TH situados entre 272 a 340°C, com um valor médio de 318,8°C e com a maioria das medições a serem observadas na faixa de temperaturas situada entre 326 a 340°C *(Figura 525)*, com a homogeneização global a ocorrer em líquido.

Relativamente às IF PS selecionadas e analisadas na scheelite, os ensaios de criometria revelaram valores de $TmCO_2$ compreendidos entre -62,4 a -59,9°C, com uma média das temperaturas de -61,4°C e com maior frequência de medições no intervalo entre -61,8 a -61,0°C (ver *Figura 521*). Os valores obtidos para Tmice situam-se entre -5,5 a -2,6, com um valor médio de -4,0°C e com maior número de medições a situarem-

se no intervalo compreendido entre –4,8 a -4,0°C embora também se observe uma concentração de valores no intervalo entre -4,0 e -3,3°C (ver *Figura 522*). As temperaturas obtidas para TmCl situam-se entre 10,2 a 12,7°C, com uma média de 11,5°C e com a maioria das observações a recaírem no intervalo entre 11,3 a 12,5°C (ver *Figura 523*). As temperaturas de $ThCO_2$, tal como referido anteriormente, constituíram o parâmetro microtermométricos de maior dificuldade de observação, mas que quando observável ocorre entre 1,8 a 4,8°C, apresentando um valor médio de 3,3°C, tendo sido a maioria das medições verificada a ocorrer preferencialmente no intervalo situado entre 2,7 a 4,2°C (ver *Figura 524*). Os ensaios de termometria levados a cabo nestas IF PS forneceram valores de TH compreendidos entre 279°C a 334°C, verificando-se um valor médio de 315,7°C e com maior número de medições no intervalo entre 313 e 326°C (ver *Figura 525*), dando-se a homogeneização em líquido.

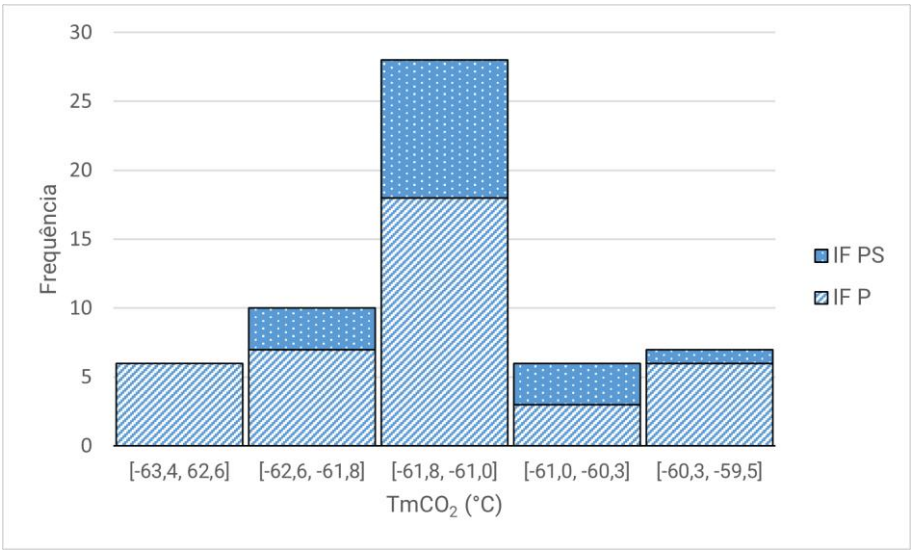


Figura 521 – Histograma respeitante aos valores de $TmCO_2$ obtidos nas IF P e PS analisadas na scheelite.

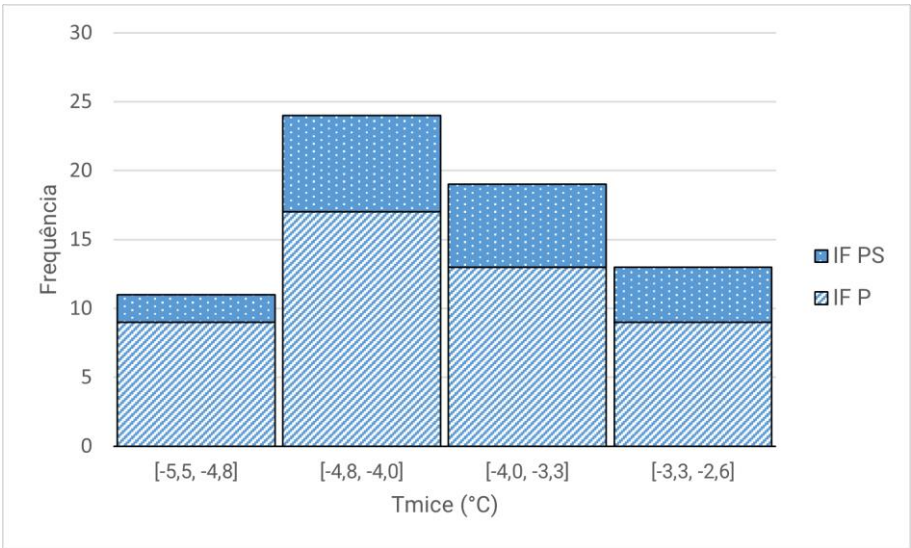


Figura 522 – Histograma relativos aos valores de Tmice registados nas IF P e PS selecionadas na scheelite.

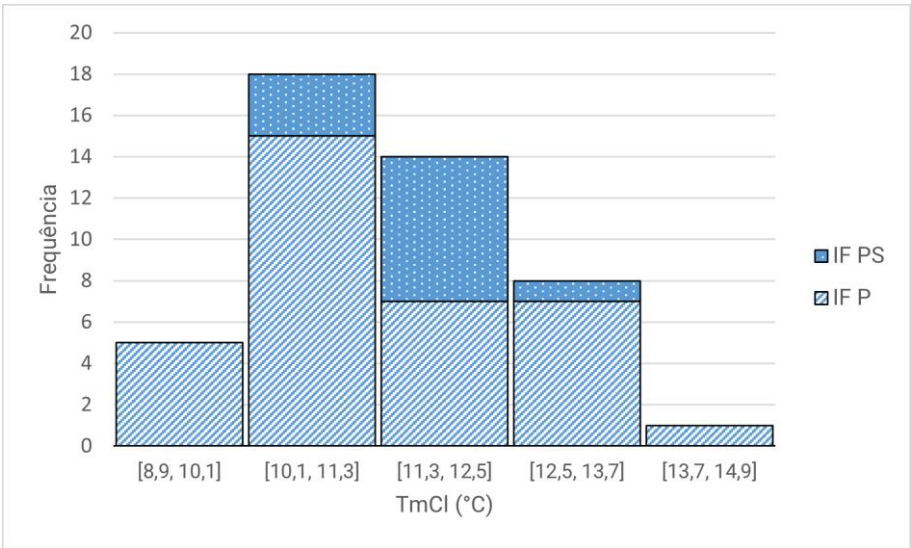


Figura 523 – Histograma dos valores de TmCl obtidos nas IF P e PS analisadas na scheelite.

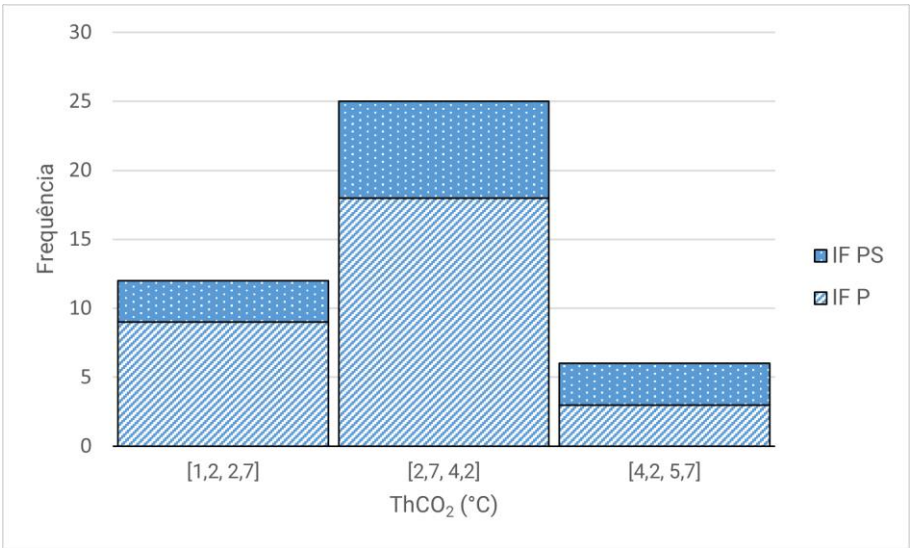


Figura 524 – Histograma representativo dos valores de $ThCO_2$ registados nas IF P e PS selecionadas na scheelite.

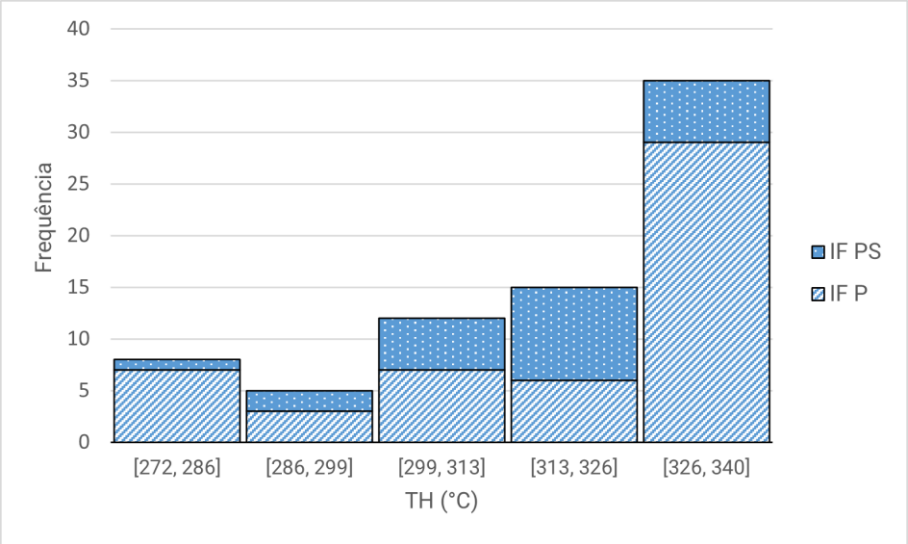


Figura 525 – Histograma relativo aos valores de TH obtidos nas IF P e PS analisadas na scheelite.

10.3.2.1.1. IF P, PS e S (Quartzo IA)

Os estudos microtermométricos levados a cabo nas IF P e PS selecionadas no QzIA, foram levados a cabo com relativa facilidade, dada a maior transparência do quartzo, apesar da grande deformação traduzida pela recristalização dinâmica parcial da geração de QzIA, embora sejam possíveis encontrar amostras mais preservadas e sobre as quais incidiram os estudos de IF. As IF S, de igual modo, foram possíveis de analisar sem grande dificuldade. Na *Tabela 33* encontram-se os resultados microtermométricos sintetizados, obtidos nas IF P, PS e S analisadas no QzIA. Em anexo podem ser consultados os resultados detalhados.

Tipologia de IF	Tipologia de fluidos	n	Flw	Microtermometria										
				$TmCO_2$ (°C)	Média ($\overline{x}$)	Tmice (°C)	Média ($\overline{x}$)	TmCl (°C)	Média ($\overline{x}$)	$ThCO_2$ (°C)	Média ($\overline{x}$)	TH (°C)	Média ($\overline{x}$)	Modo de homogeneização
P	Lw-c/ Lc-w	95	0,5 – 0,8	-61,5 – -58,1	-59,8	-6,0 – -2,7	-4,3	8,6 – 13,1	10,6	2,1 – 5,3	3,7	323 – 346	335,4	L
PS		50	0,6 – 0,8	-60,5 – -58,7	-59,6	-5,8 – -2,1	-4,1	8,6 – 12,4	11,0	2,4 – 5,0	3,4	312 – 343	329,1	L
S	Lw	30	0,8 – 0,95	-	-	-2,3 – -0,8	-1,5	-	-	-	-	123 – 191	151,6	L

Tabela 33 – Síntese dos resultados microtermométricos obtidos nas IF P, PS e S estudadas no QzIA.

Os ensaios de criometria levados a cabo nas IF P presentes no QzIA, cederam valores de $TmCO_2$ compreendidos entre -61,5 a -58,1°C, com um valor médio de -59,8°C e com maior densidade de leituras a serem registadas no intervalo situado entre -60,1 a -59,5°C *(Figura 526)*. Os valores de Tmice apurados nas IF P revelaram situar-se entre -6,0 a -2,7°C, com uma média de Tmice de -4,3°C e onde os valores mais frequentes se situam no intervalo entre -4,5 a -3,7°C *(Figura 527)*. Os valores de temperatura relativos a TmCl foram registados entre 8,6 e 13,1°C, situando-se o valor médio em torno de 10,6°C e com maior número de leituras a serem observadas no intervalo entre 9,5 e 10,4°C *(Figura 528)*. As temperaturas relativas a $ThCO_2$ foram observadas apenas em algumas das IF P selecionadas, em virtude da sua maior dimensão ou melhor condição de visibilidade, uma vez que esta mudança de fase foi verificada a ocorrer a temperaturas baixas, não muito longe de 0,0°C, constituindo o único momento em que o CO_2 líquido é observado sobre a forma de um ténue e reduzido menisco. Quando possível a medição de $ThCO_2$, foi verificado a ocorrer entre 2,1 e 5,3°C, situando o valor médio em 3,7°C e com maior concentração dos valores medidos na faixa de temperaturas situadas entre 2,9 e 3,7°C *(Figura 529)*. Os ensaios de termometria permitiram registar valores de TH compreendidos entre 323 e 346°C, com um valor médio de 335,4°C e com maior registo de valores no intervalo situado entre 332 e 342°C *(Figura 530)*, com a homogeneização a processar-se em líquido.

No que toca às IF PS, os ensaios de criometria mostraram valores de $TmCO_2$ compreendidos entre -60,5 e -58,7°C, com um valor médio de -59,6°C e com a maioria das observações a situarem-se sobretudo no intervalo de temperaturas entre -60,1 e -59,5°C, embora com alguma distribuição, também, no intervalo de temperaturas entre -59,5 a -58,8°C (ver *Figura 526*). Os valores de Tmice foram registados a ocorrer entre -5,8 e -2,1°C, sendo o valor médio das medições de -4,1°C e com maior número de medições a situarem-se no intervalo compreendido entre -4,5 e -3,7°C (ver *Figura 527*). As temperaturas relativas a TmCl foram observadas a ocorrer entre 8,6 e 12,4°C,

registando um valor médio de 11,0°C, tendo a maioria das medições sido observada a ocorrer no intervalo situado entre 10,4 e 11,3°C (ver *Figura 528*). Os valores de temperatura relativos a $ThCO_2$ foram registados a ocorrer entre 2,4 e 5,0°C, com um valor médio dos registos em torno de 3,4°C e com maior concentração de leituras no intervalo compreendido entre 2,9 a 3,7°C (ver *Figura 529*). Os ensaios de termometria levados a cabo nas IF PS forneceram valores de TH situados entre 312 e 343°C, situando-se o valor médio em 329,1°C e a maior número de observações no intervalo entre 332 e 342°C (ver *Figura 530*), com a homogeneização a processar-se em líquido.

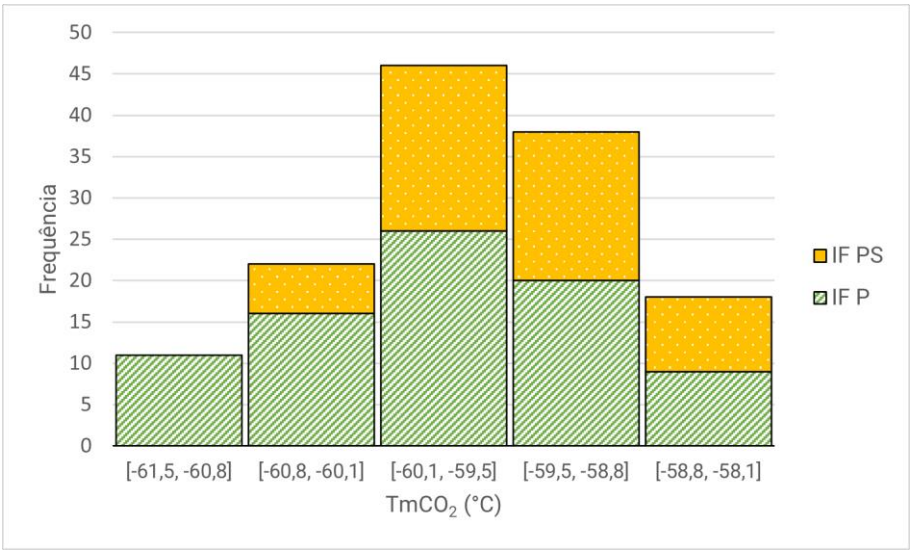


Figura 526 – Histograma relativos aos valores apurados de $TmCO_2$ nas IF P e PS selecionadas no QzIA.

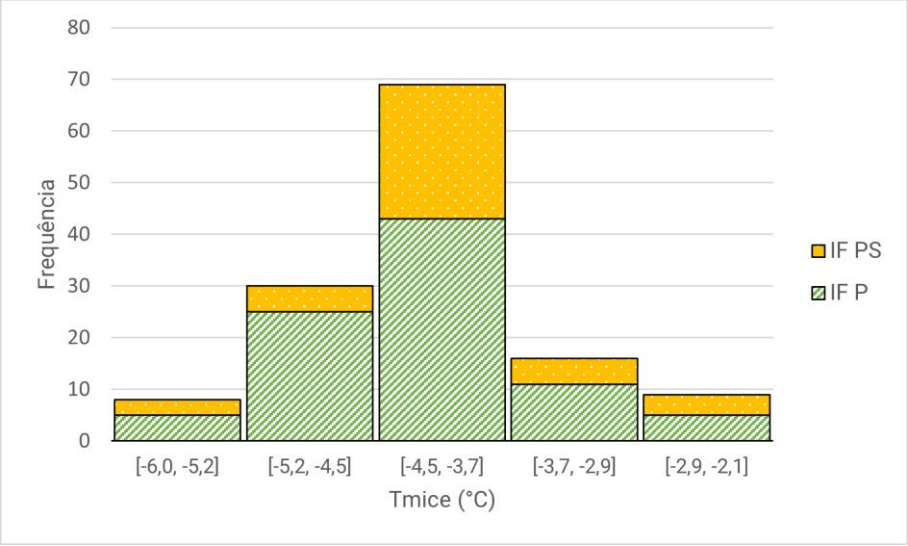


Figura 527 – Histograma dos valores de Tmice registados nas IF P e PS analisadas no QzIA.

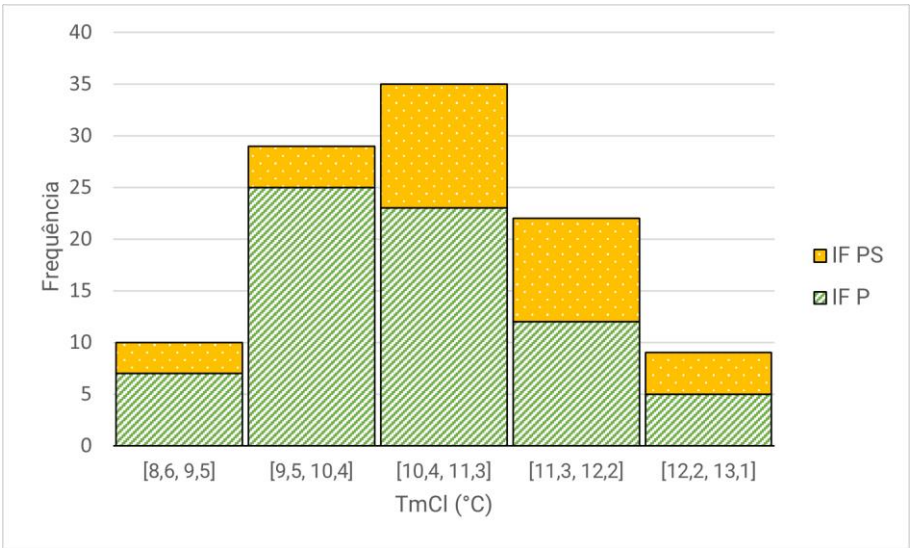


Figura 528 – Histograma dos valores de TmCl registados nos ensaios de criometria levados a cabo nas IF P e PS analisadas no QzIA.

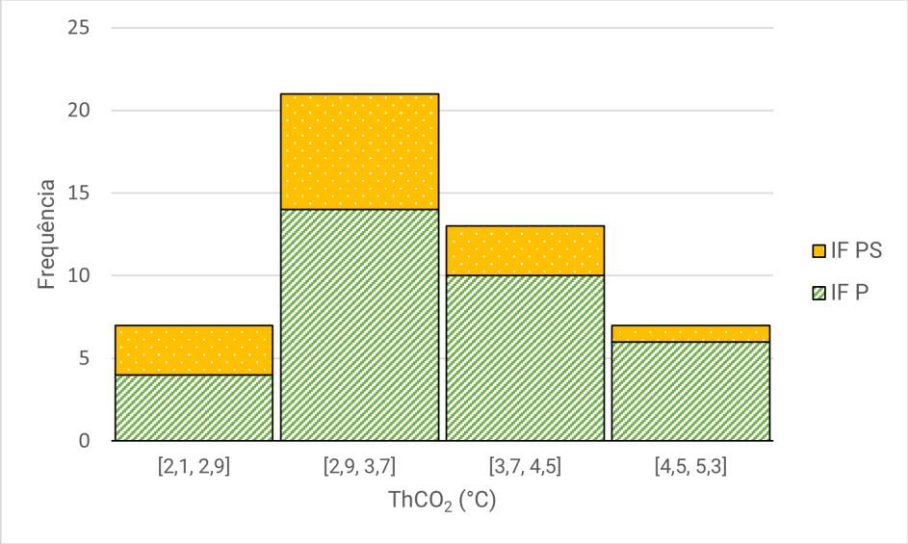


Figura 529 – Histograma dos valores de $ThCO_2$ observados nas IF P e PS selecionadas no QzIA.

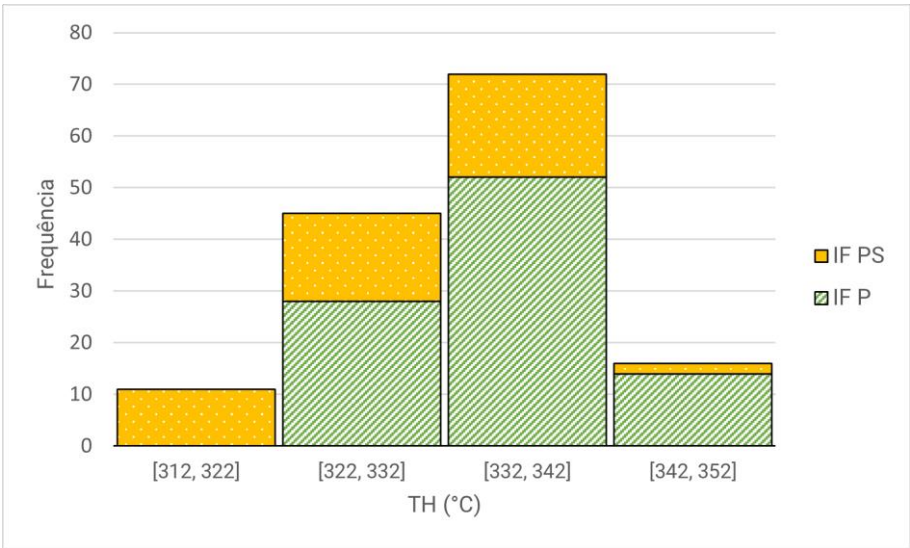


Figura 530 – Histograma relativo aos valores de TH apurados nos ensaios de termoemetria levados a cabo nas IF P e PS analisadas no QzIA.

Relativamente às IF S selecionadas no QzIA, os ensaios de criometria permitiram registar valores de Tmice compreendidos entre -2,3 e -0.8°C, com valor médio de -1,5°C e com maior densidade das leituras no intervalo situado entre -1,5 a -1,2°C *(Figura 531)*. Não foram detetadas transições de fase durante a criometria que indicassem a presença de espécies voláteis. Os ensaios de termometria levados a cabo nestas IF cederam valores de TH situados entre 123 e 191°C, com uma média das medições de 151,6°C e com a maior parte das medições a serem observadas no intervalo entre 140 e 157°C *(Figura 532)*, acontecendo a homogeneização em estado líquido.

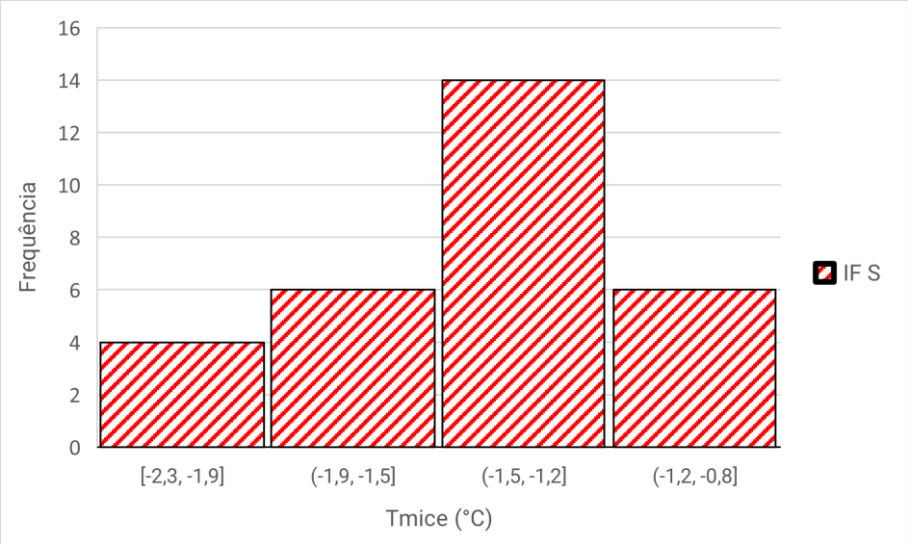


Figura 531 – Histograma dos valores de Tmice obtidos nas IF S analisadas no QzIA.

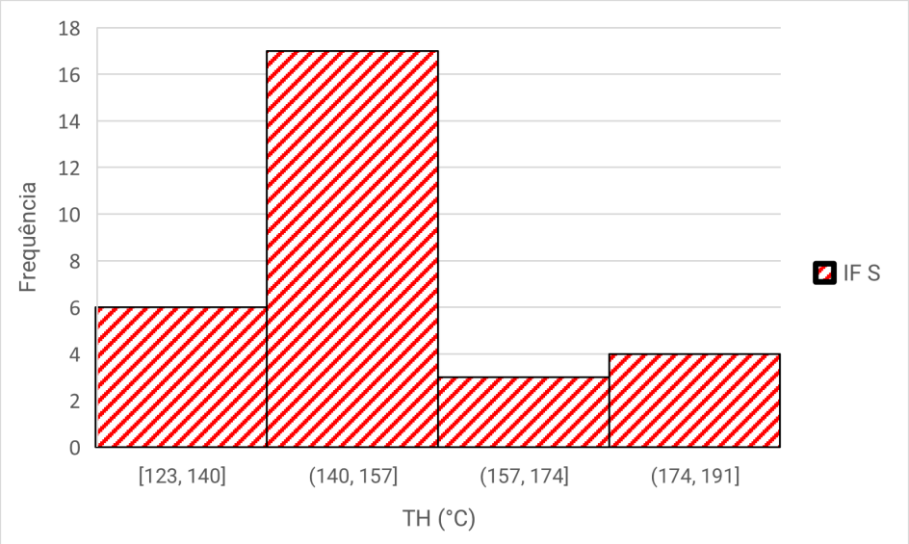


Figura 532 – Histograma dos valores de TH apurados nos ensaios de termometria levados a cabo nas IF S selecionadas no QzIA.

10.3.2.1.2. IF P e S (Quartzo IB)

Os ensaios microtermométricos levados a cabo nas IF P e S selecionadas no QzIB foram levados a cabo com maior dificuldade face aos ensaios executados sobre o QzIA, dada a reduzida dimensão dos cristais de QzIB e das próprias IF neles contidos. Apesar disto, foram possíveis de apurar as temperaturas relativas aos diferentes parâmetros microtermométricos na maioria das situações, à exceção de TmCl e $ThCO_2$ que apresentaram maior dificuldade de observação. Na *Tabela 34* podem ser consultados os resultados microtermométricos sintetizados obtidos nas IF P e S analisadas no QzIB. Os resultados detalhados podem ser consultados em anexo.

Tipologia de IF	Tipologia de fluidos	n	Flw	Microtermometria										
				$TmCO_2$ (°C)	Média ($\overline{x}$)	Tmice (°C)	Média ($\overline{x}$)	TmCl (°C)	Média ($\overline{x}$)	$ThCO_2$ (°C)	Média ($\overline{x}$)	TH (°C)	Média ($\overline{x}$)	Modo de homogeneização
P	Lw-c/ Lc-w	40	0,6 – 0,8	-60,1 – -57,9	-59,6	-5,2 – -2,5	-4,1	8,8 – 11,4	10,6	2,1 – 5,0	3,8	318 – 346	332,9	L
S	Lw	25	0,8 – 0,95	-	-	-2,3 – -0,8	-1,5	-	-	-	-	117 – 178	146,2	L

Tabela 34 – Síntese dos resultados microtermométricos obtidos nas IF P e S estudadas no QzIB.

As IF P presentes no QzIB cederam valores de $TmCO_2$ compreendidos entre -60,1 e -57,9°C, com o valor médio das medições a corresponder a -59,6°C e com a maioria das observações a situarem-se no intervalo entre -60,1 e -59,2°C *(Figura 533)*. Os valores de temperatura relativos a Tmice foram registados entre -5,2 e -2,5°C, com um valor

médio de -4,1°C e com maior número de registos no intervalo compreendido entre -5,2 a -4,2°C *(Figura 534)*. Relativamente aos valores de TmCl foram registadas temperaturas situadas entre 8,8 a 11,4°C, apresentando um valor médio de 10,6°C e com maior concentração das leituras no intervalo compreendido entre 10,8 e 11,4°C *(Figura 535)*. Os valores de $ThCO_2$ foram registados a ocorrem entre 2,1 e 5,0°C, sendo a média dos valores de 3,8°C e com maior número de leituras no intervalo compreendido entre 3,6 e 4,3°C (Figura 536). Os ensaios de termometria levados a cabo nestas IF P revelaram valores de temperatura relativos a TH compreendidos entre 318 e 346°C, apresentando um valor médio de 332,9°C e com a grande maioria dos registos a ocorrerem na faixa de valores situados entre 327 e 362°C *(Figura 537)*, dando-se a homogeneização em líquido.

No que toca às IF S presentes nos espaços intergranulares do QzIB, os ensaios de criometria revelaram valores de Tmice compreendidos entre -2,3 e -0,8°C, com um valor médio das temperaturas de -1,5°C e com maior concentração das leituras no intervalo situado entre -2,2 e -1,2°C (ver *Figura 534*). Não foram detetadas transições de fase durante a criometria que indicassem a presença de espécies voláteis. Os ensaios de termometria permitiram apurar valores de TH localizados entre 117 e 178°C, com um valor médio de 146,2°C e com a maioria das medições a situarem-se no intervalo entre 117 e 152°C (ver *Figura 537*), ocorrendo a homogeneização no estado líquido.

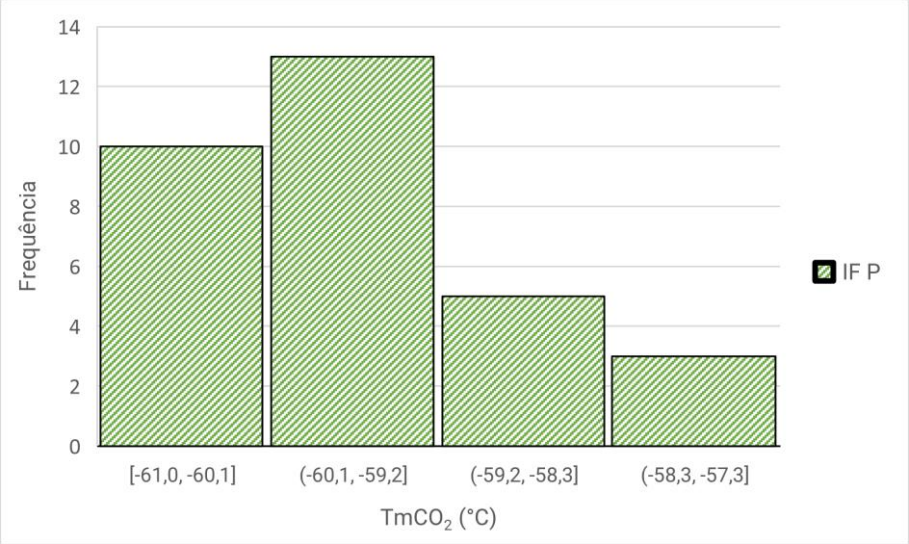


Figura 533 – Histograma dos valores de $TmCO_2$ obtidos nas IF P analisadas no QzIB.

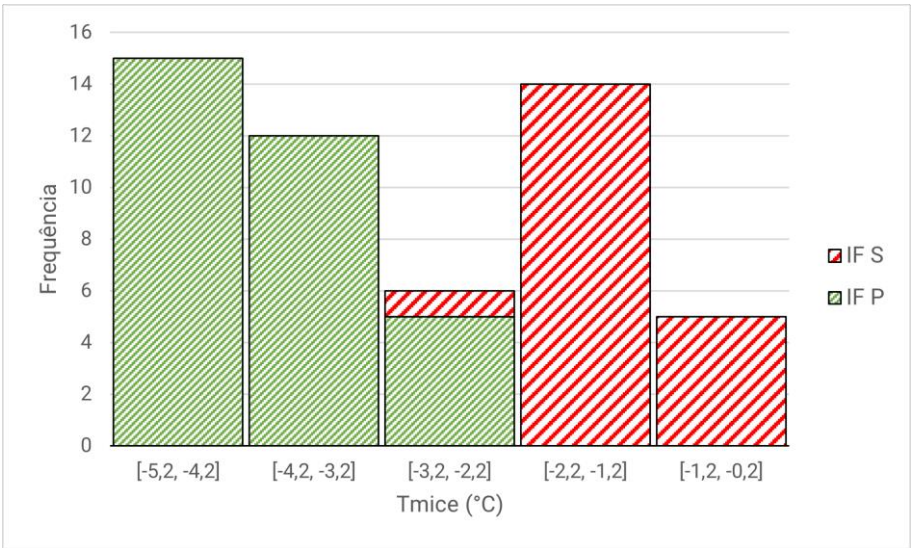


Figura 534 – Histograma dos valores de Tmice apurados nas IF P e S selecionadas no QzIB.

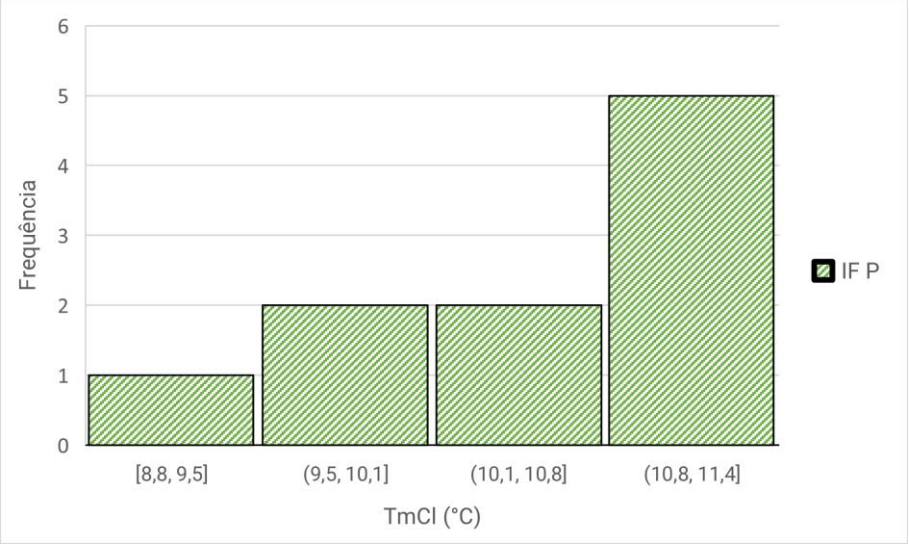


Figura 535 – Histograma respeitante aos valores de TmCl apurados nas IF P analisadas no QzIB.

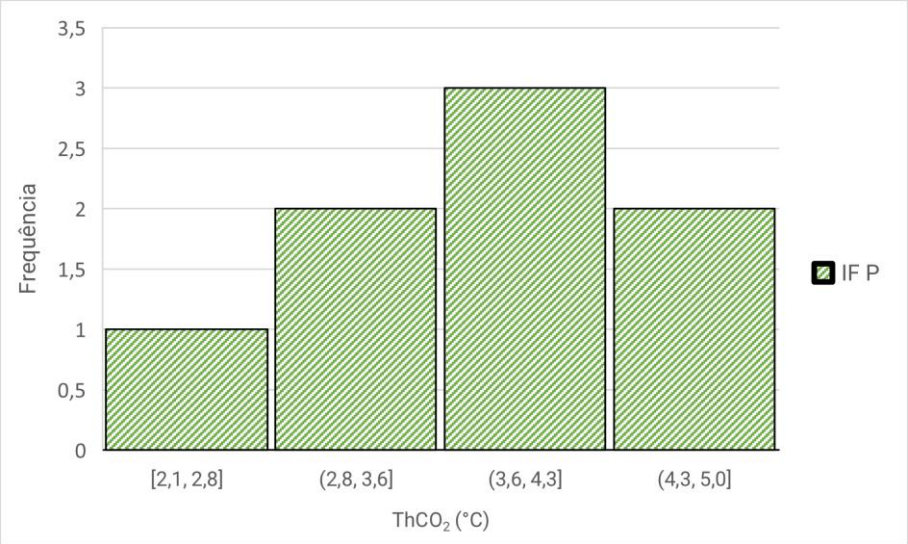


Figura 536 – Histograma dos valores de $ThCO_2$ observados nas IF P analisadas no QzIB.

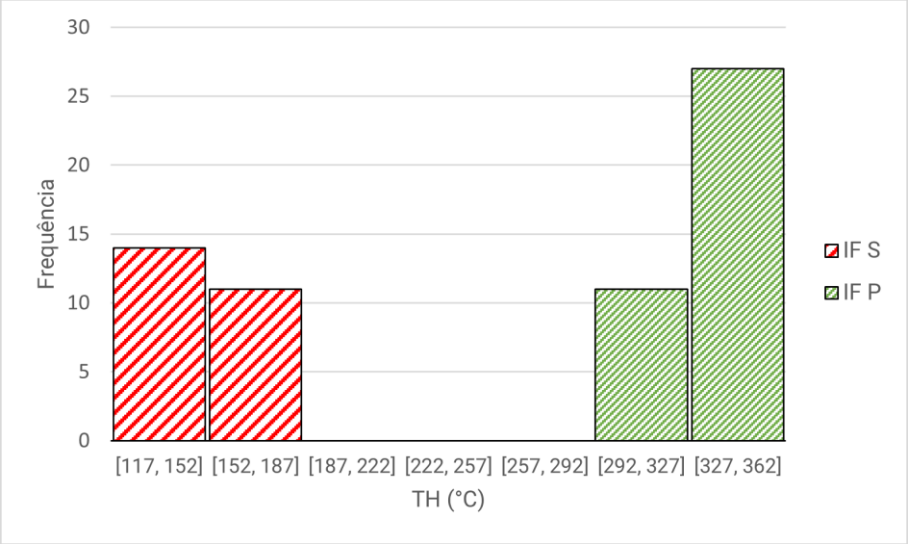


Figura 537 – Histograma relativo aos valores de temperatura de homogeneização global (TH) obtidos nas IF P e S analisadas no QzIB.

10.3.2.1.3. Quartzo IIA (IF P, PS e S)

Os ensaios microtermométricos levados a cabo nas IF P, PS e S seleccionadas no QzIIA foram executados com facilidade, dada a maior limpidez dos quartzos desta geração e a maior dimensão, abundância e preservação das IF, tendo sido possível apurar a maioria dos parâmetros microtermométricos num grande número de IF. Na *Tabela 35* podem ser consultados os resultados microtermométricos sintetizados obtidos nas IF P, PS e S analisadas no QzIIA. Os resultados detalhados encontram-se disponíveis em anexo.

Tipologia de IF	Tipologia de fluidos	n	Flw	Microtermometria										
				$TmCO_2$ (°C)	Média ($\overline{x}$)	Tmice (°C)	Média ($\overline{x}$)	TmCl (°C)	Média ($\overline{x}$)	$ThCO_2$ (°C)	Média ($\overline{x}$)	TH (°C)	Média ($\overline{x}$)	Modo de homogeneização
P	Lw-c/ Lc-w	44	0,6 – 0,8	-59,9 – -57,1	-58,5	-4,9 – -1,2	-3,6	6,8 – 11,2	9,8	17,9 – 19,3	18,4	235 – 302	277,9	L
PS		25	0,6 – 0,8	-59,2 – -57,8	-58,5	-4,8 – -1,2	-3,7	7,1 – 11,2	9,9	17,9 – 19,1	18,4	238 – 303	267,9	L
S	Lw	25	0,8 – 0,95	–	–	-2,2 – -0,8	-1,5	–	–	–	–	118 – 171	144,9	L

Tabela 35 – Síntese dos resultados microtermométricos obtidos nas IF P, PS e S estudadas no QzIIA.

No que toca às IF P presentes no QzIIA, os ensaios criométricos cederam valores de $TmCO_2$ situados entre -59,9 a -57,1°C, com a média dos valores de -58,5°C e com a maioria das leituras a localizarem-se no intervalo compreendido entre -58,8 a -58,2°C *(Figura 538)*. As temperaturas relativas a Tmice foram observadas a ocorrerem entre -4,9 a -1,2°C, situando-se a média dos valores nos -3,6°C e com maior frequência de leituras no intervalo compreendido entre -4,2 a -3,4°C *(Figura 539)*. Os valores correspondentes a TmCl foram registados no intervalo entre 6,8 a 11,2°C, com uma média dos valores em torno de 9,8°C e com maior incidência dos registos no intervalo entre 9,7 a 11,2°C *(Figura 540)*. Relativamente a $ThCO_2$, as medições ocorreram desde 17,9 a 19,3°C, observando-se um valor médio de 18,4°C e maior frequência dos registos no intervalo entre 17,9 a 18,4°C *(Figura 541)*. Os ensaios de termometria permitiram apurar valores de TH situados entre 235 a 302°C, com um valor médio de 277,9°C e com a maioria das observações a situarem-se no intervalo compreendido entre 280 a 303°C *(Figura 542)*. Nestas IF, a homogeneização global ocorreu em líquido.

Relativamente às IF PS, os ensaios de criometria revelaram valores de $TmCO_2$ situados entre -59,2 a -57,8°C, com uma média dos valores igual a -58,5°C e com maior incidência das leituras no intervalo entre -58,8 a -58,2°C (ver *Figura 538*). Os valores de Tmice apurados foram observados a ocorrerem desde -4,8 a -1,2°C, situando-se a média das temperaturas nos -3,7°C e com o maior número de leituras a ocorrerem no intervalo entre -4,2 a -3,4°C (ver *Figura 539*). As temperaturas de fusão dos clatratos (TmCl), foram observados entre 7,1 a 11,2°C, com uma média dos valores de 9,9°C e com maior número de leituras a serem observadas no intervalo entre 9,7 a 11,2°C (ver *Figura 540*). Os valores de $ThCO_2$ por seu turno, vão desde 17,9 a 19,1°C, com um valor médio de 18,4°C e com maior número de registos a situarem-se no intervalo compreendido entre 17,9 a 18,4°C (ver *Figura 541*). Os ensaios de termometria permitiram apurar valores de TH localizados entre 238 a 303°C, tendo o total das leituras

um valor médio de 267,9°C e com maior número de leituras no intervalo entre 258 a 280°C (ver *Figura 542*), ocorrendo a homogeneização global em líquido.

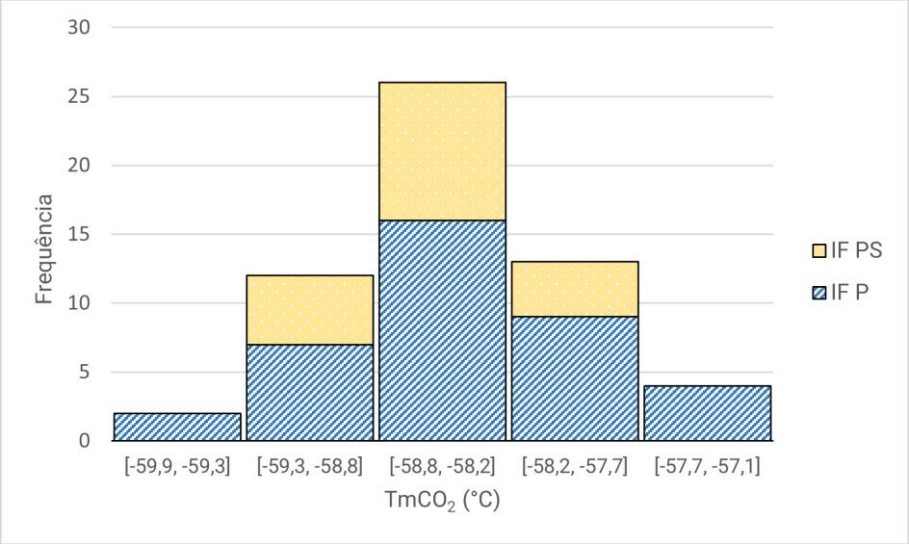


Figura 538 – Histograma da distribuição dos valores de $TmCO_2$ nas IF P e PS analisadas no QzIIA.

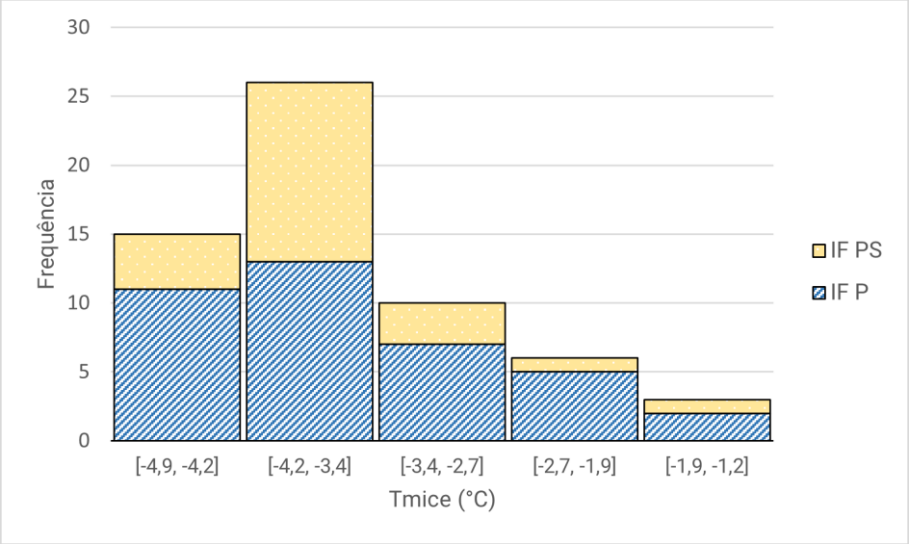


Figura 539 – Histograma relativo aos valores de Tmice apurados nas IF P e PS selecionadas no QzIIA.

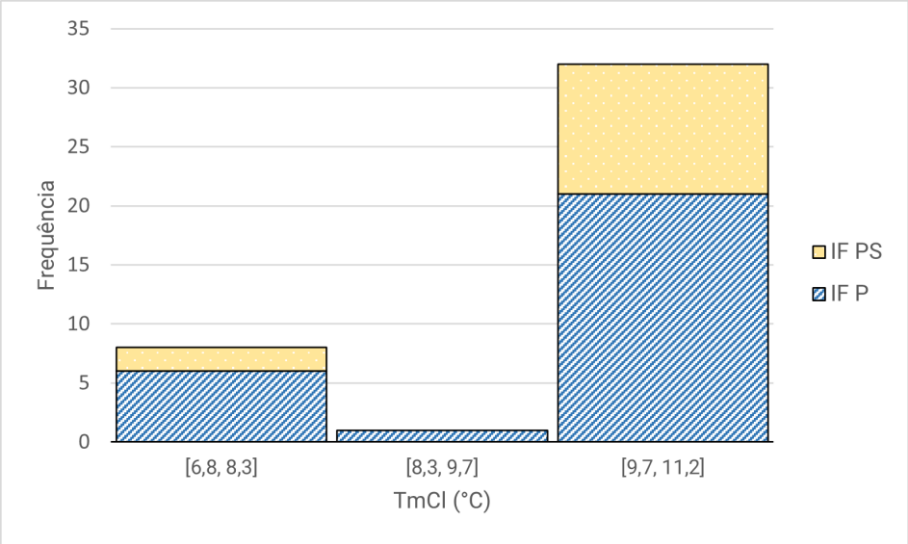


Figura 540 – Histograma dos valores de TmCl obtidos nas análises microtermométricas executadas nas IF P e PS selecionadas no QzIIA.

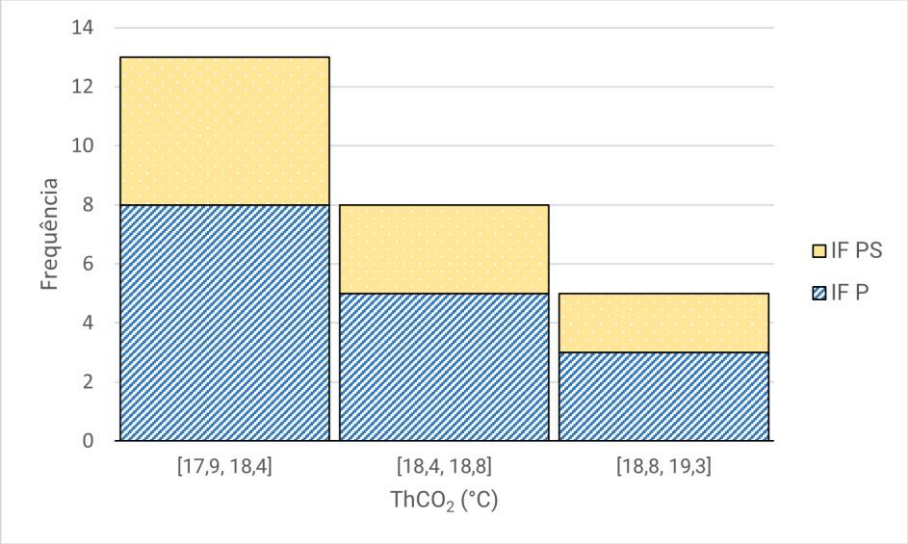


Figura 541 – Histograma dos valores de $ThCO_2$ obtidos nas IF P e PS analisadas no QzIIA.

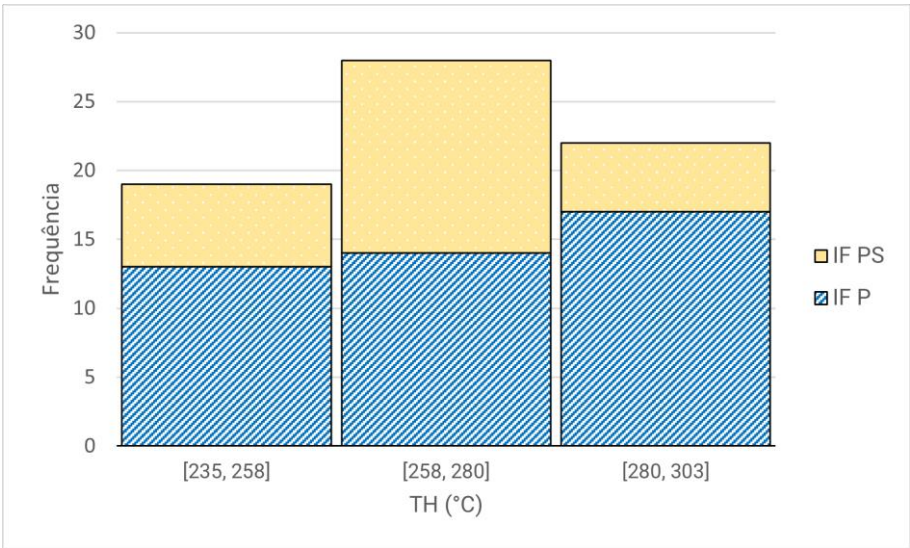


Figura 542 – Histograma relativos aos valores TH apurados nas IF P e PS analisadas no QzIIA.

As IF S sobre as quais foram levados estudos criométricos, revelaram valores de Tmice localizados entre -2,2 a -0,8°C, constatando-se um valor médio de -1,5°C e maior número de valores a serem registados no intervalo entre -1,7 a -1,4°C *(Figura 543)*. Não foram detetadas transições de fase durante a criometria que indicassem a presença de espécies voláteis. Os ensaios de termometria levados a cabo nestas IF S mostraram valores de TH situados entre os 118 a 171°C, com uma média dos valores de 144,9°C e maior frequência das leituras no intervalo compreendido entre 135 a 152°C *(Figura 544)*. Nestas IF, a homogeneização deu-se em estado líquido.

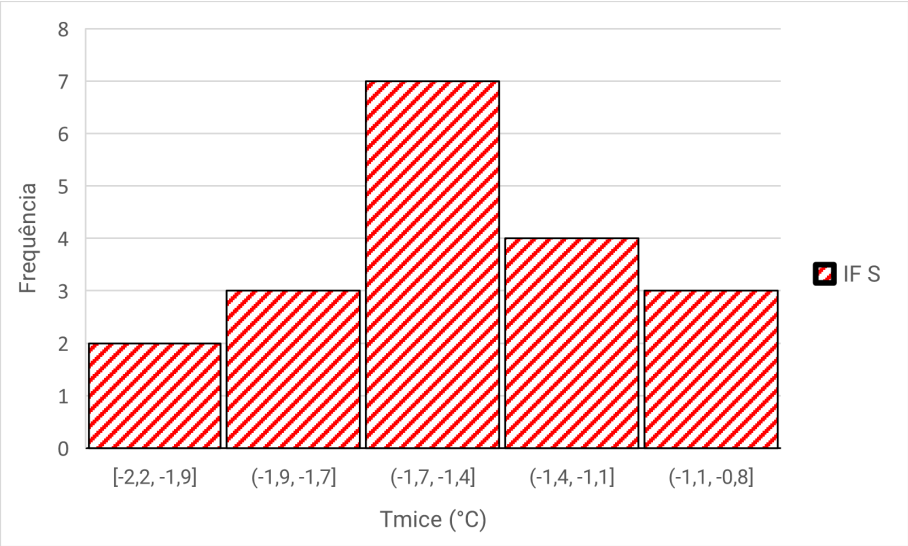


Figura 543 – Histograma dos valores de Tmice registados nas IF S presentes no QzIIA.

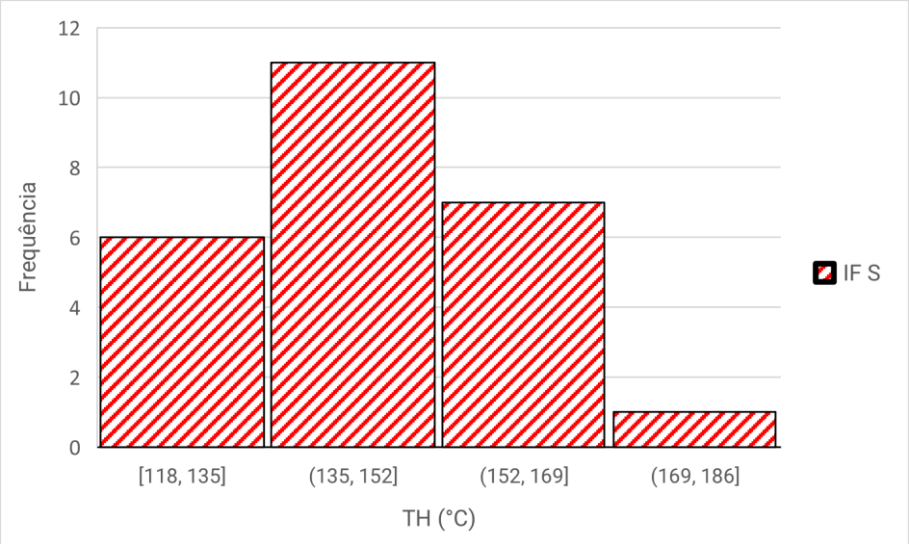


Figura 544 – Histograma relativo aos valores de TH obtidos nos ensaios termométricos levados a cabo nas IF S analisadas no QzIIA.

10.3.2.1.4. QzIIB (IF P, PS e S)

Os estudos microtermométricos levados a cabo no QzIIB foram desenvolvidos com relativa facilidade, embora a menor abundância desta geração de quartzo e a reduzida dimensão das IF P e PS, e sobretudo S, tenham levado a que nem sempre tenham sido possíveis de apurar todos os parâmetros microtermométricos em todas as IF estudadas. Na *Tabela 36* encontram-se expressos os resultados microtermométricos sintetizados obtidos nas IF P, PS e S analisadas, podendo os resultados detalhados ser consultados em anexo.

Tipologia de IF	Tipologia de fluidos	n	Flw	Microtermometria										
				$TmCO_2$ (°C)	Média $(\overline{x})$	Tmice (°C)	Média $(\overline{x})$	TmCl (°C)	Média $(\overline{x})$	$ThCO_2$ (°C)	Média $(\overline{x})$	TH (°C)	Média $(\overline{x})$	Modo de homogeneização
P	Lw-c/ Lc-w	20	0,6– 0,8	-58,8 – -57,3	-58,2	-4,3 – -1,1	-3,2	7,5 – 10,6	8,4	18,0 – 18,3	18,1	233 – 295	261,0	L
PS		12	0,6 – 0,8	-58,2 – -57,8	-58,1	-4,1 – -1,4	-2,8	7,2 – 9,1	8,0	18,0 – 18,3	18,1	231 – 284	258,3	L
S	Lw	15	0,8 – 0,95	–	–	-2,0 – -0,8	-1,4	–	–	–	–	121 – 173	144,7	L

Tabela 36 – Síntese dos resultados microtermométricos obtidos nas IF P, PS e S estudadas no QzIIB.

Relativamente às IF P, os ensaios de criometria, revelaram valores de $TmCO_2$ situados entre -58,8 e -57,3°C, exibindo uma média de -58,2°C e com maior frequência de observações nas faixas de temperaturas entre -58,8 a -58,4,9°C e -58,4 a -57,9°C *(Figura 545)*. Por seu turno, os valores de Tmice foram observados a ocorrerem entre -

4,3 a -1,1°C, com uma média das temperaturas de -3,2°C e com maior número de observações a recaírem no intervalo situado entre -3,7 a -3,0°C *(Figura 546)*. Os valores de temperatura relativos a TmCl foram registados entre 7,5 a 10,6°C, com média dos valores de 8,4°C e com maior número de registos distribuídos homogeneamente nos intervalos compreendidos entre 7,2 a 8,1°C e 8,1 a 8,9°C *(Figura 547)*. As temperaturas respeitantes a $ThCO_2$ foram passíveis de observar com clareza apenas em cinco IF P, dada a dimensão mais reduzida destas, sendo que quando detetáveis, as mesmas ocorreram no intervalo entre 18,0 a 18,3°C, não se podendo estabelecer um valor médio das leituras, dado o seu número reduzido. A maior parte dos registos, distribuem-se, contudo, de igual modo nos intervalos de temperatura contidos entre 18,1 a 18,2°C e 18,2 a 18,3°C *(Figura 548)*. A homogeneização do CO_2 ocorreu em estado de vapor (V). Os estudos termométricos levados nas IF P seleccionadas no QzIIB permitiram apurar valores de TH compreendidos entre 233 a 295°C, com valor médio das temperaturas de 261°C e com maior concentração das observações no intervalo situado entre 249 a 267°C *(Figura 549)*, ocorrendo esta transição de fase em estado líquido.

No que toca às IF PS analisadas em criometria, os valores de $TmCO_2$ foram observados desde os -58,2 a -57,8°C, com uma média das temperaturas de -58,1°C e com maior incidência das leituras no intervalo situado entre -58,4 a -57,9°C (ver *Figura 545*). Relativamente aos valores de Tmice, estes foram observados a ocorrer entre –4,1 a -1,4°C, exibindo uma média de -2,8°C e maior concentração dos valores registados na faixa de temperaturas entre -3,0 e -2,4°C (ver *Figura 546*). Os valores de TmCl foram observados a ocorrerem no intervalo entre 7,2 a 9,1°C, com um valor médio de 8,0°C e com maior número de leituras no intervalo compreendido entre 7,2 a 8,1°C (ver *Figura 547*). As temperaturas relativas a $ThCO_2$ foram apenas registadas em algumas IF PS, dadas as reduzidas dimensões e as fracas condições de observação. Nos casos passíveis de observação, observa-se um fino menisco de CO_2 líquido que transita para a fase de vapor no intervalo de temperaturas entre 18,0 a 18,3°C, e maior número de observações a situarem-se no intervalo de temperaturas situado entre 18,1 a 18,2°C (ver *Figura 548*). Os ensaios termométricos levados a cabo nestas IF PS revelaram valores de TH situados entre 231 a 284°C, com um valor médio das temperaturas de 258,3°C e observando-se maior concentração dos registos na faixa de valores situados entre 249 a 267°C (ver *Figura 549*). Nestas IF, a homogeneização global processou-se em estado líquido.

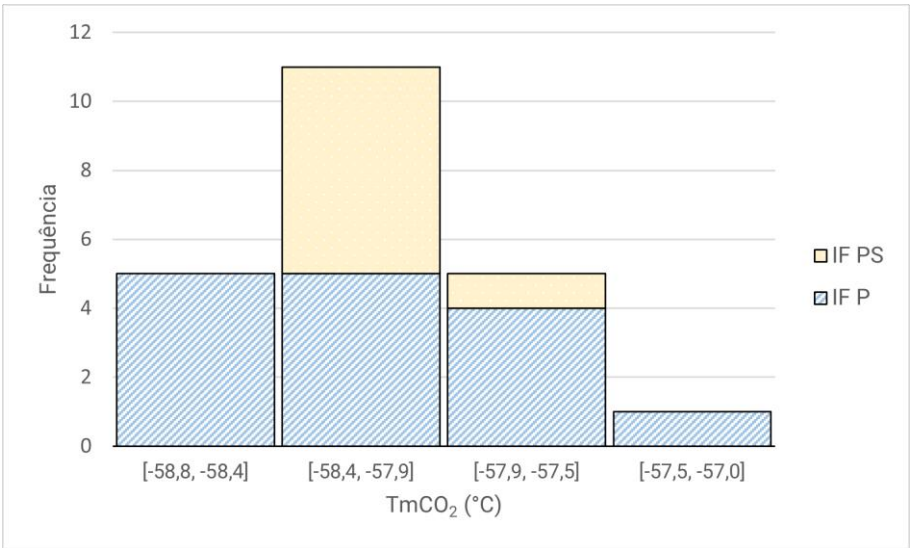


Figura 545 – Histograma dos valores de $TmCO_2$ obtidos nas IF P e PS analisadas no QzIIB.

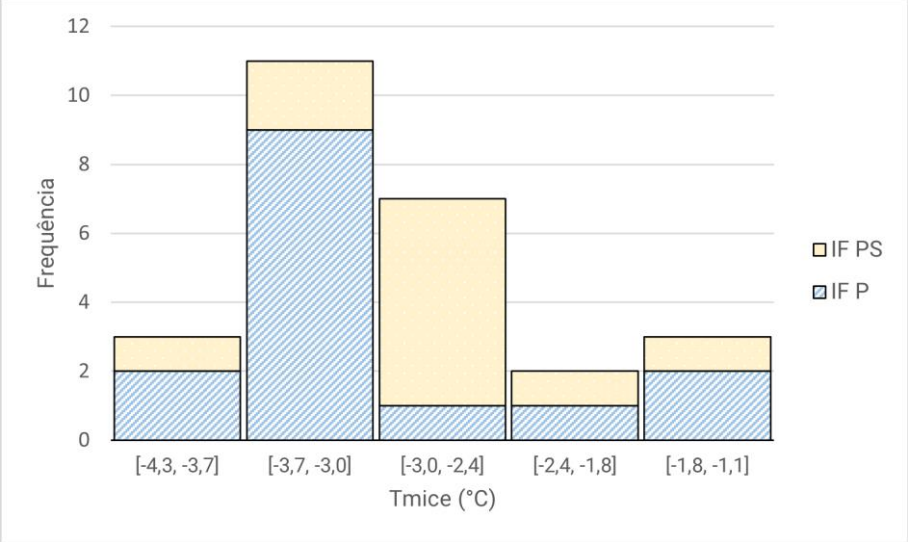


Figura 546 – Histograma relativos aos valores de Tmice obtidos nas IF P e PS selecionadas no QzIIB.

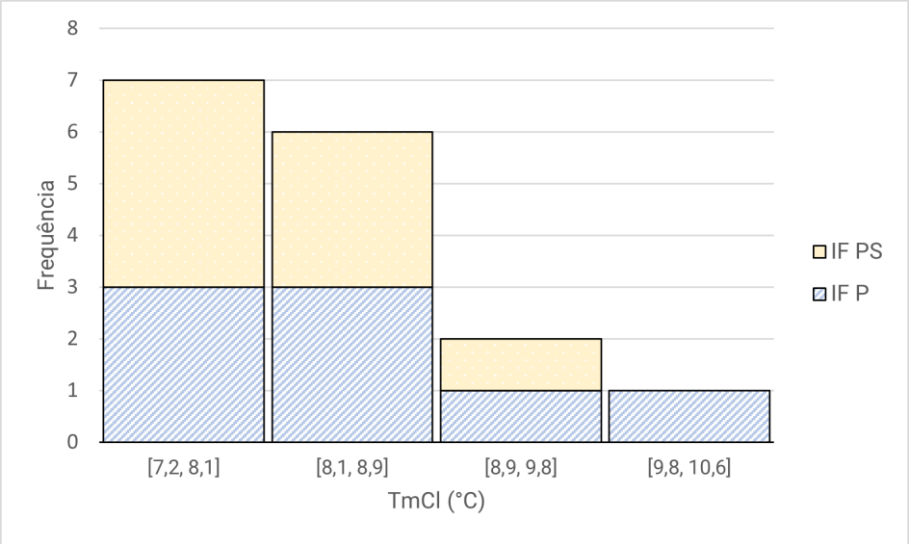


Figura 547 – Histograma dos valores de TmCl apurados nas IF P e PS analisadas no QzIIB.

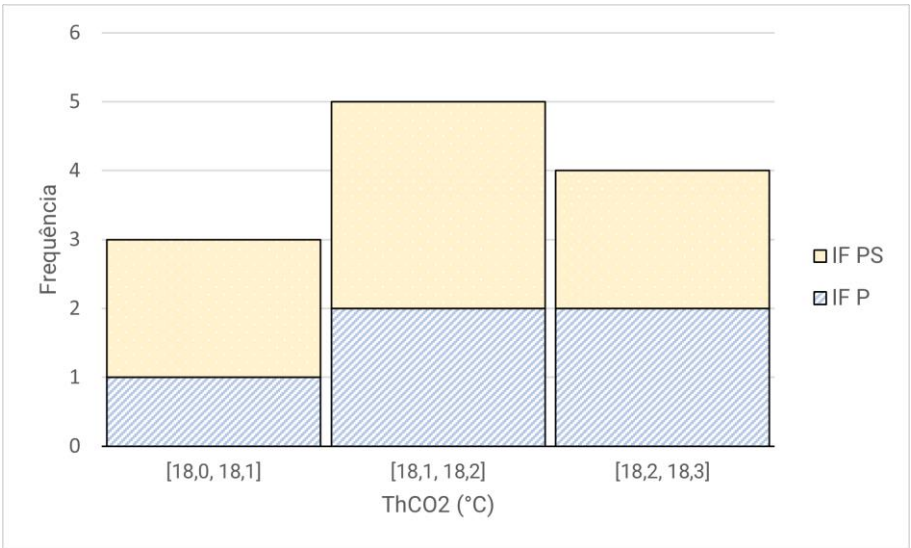


Figura 548 – Histograma dos valores de $ThCO_2$ registados para as IF P+PS presentes no QzIIB.

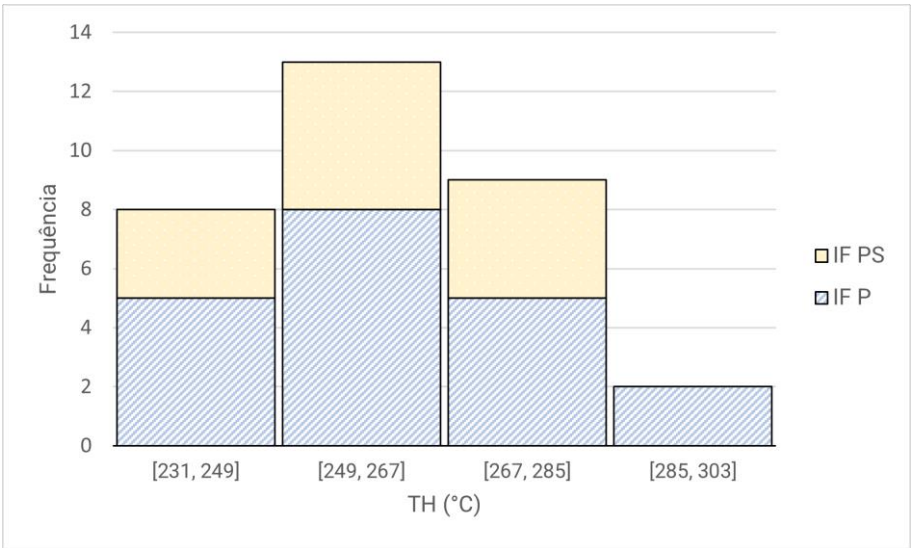


Figura 549 – Histograma dos valores de TH apurados nas IF P e PS analisadas no QzIIB.

Relativamente às IF S seleccionadas e analisadas no QzIIB, os ensaios de criometria revelaram valores de Tmice situados entre -2,0 e -0,8°C, situando-se a médias das temperaturas em -1,4°C e com maior número de registos no intervalo compreendido entre -1,5 a -1,0°C *(Figura 550)*. Durante os ensaios de criometria não foram detetadas transições de estado que indicassem a presença de espécies voláteis como o CO_2. Os ensaios de termometria por seu turno, forneceram valores de TH compreendidos entre 121 a 173°C, com uma média dos valores de 144,7°C e com maior frequência de observações na faixa de temperaturas situada entre 136 a 151°C *(Figura 551)*. Nestas IF S, a homogeneização global deu-se em estado líquido.

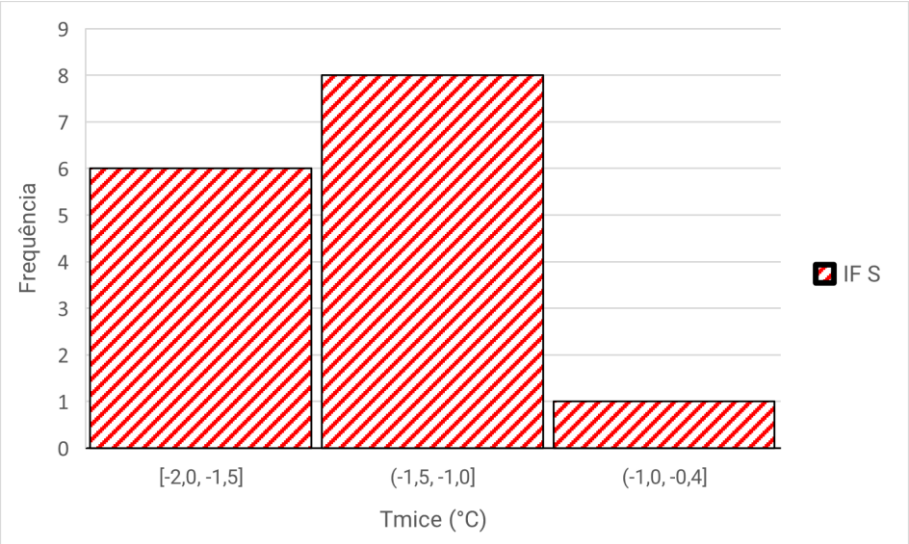


Figura 550 – Histograma dos valores de Tmice registados nas IF S analisadas no QzIIB.

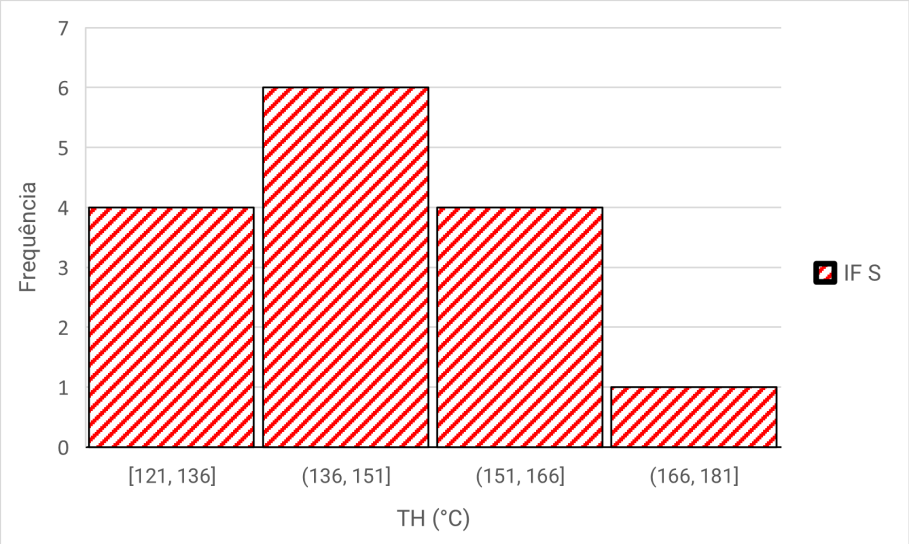


Figura 551 – Histograma relativo aos valores de TH apurados nas IF S analisadas no QzIIB.

10.3.2.1.5. QzIII (IF P)

As análises microtermométricas levadas a cabo nas IF P presentes no QzIII foram desenvolvidas com facilidade, muito embora as IF em causa fossem de reduzida dimensão. Na *Tabela 37* pode ser encontrada uma síntese dos resultados obtidos nas IF P analisadas no QzIII, estando disponíveis em anexo os resultados microtermométricos detalhados.

Tipologia de IF	Tipologia de fluidos	n	Flw	Microtermometria										
				$TmCO_2$ (°C)	Média ($\overline{x}$)	Tmice (°C)	Média ($\overline{x}$)	TmCl (°C)	Média ($\overline{x}$)	$ThCO_2$ (°C)	Média ($\overline{x}$)	TH (°C)	Média ($\overline{x}$)	Modo de homogeneização
P	Lw	30	0,8– 0,95	–	–	-2,6 – -0,8	-1,7	–	–	–	–	137 – 196	172,9	L

Tabela 37 – Síntese dos resultados microtermométricos obtidos nas IF P estudadas no QzIII.

Nos ensaios criométricos, foram possíveis de apurar valores de Tmice compreendidos entre -2,6 a -0,8°C, situando-se a média das temperaturas em -1,7°C e existindo uma maior concentração das leituras na faixa de valores compreendida entre -2,1 a -1,7°C *(Figura 552)*. Durante os ensaios criométricos, não foram detatadas transições de fase além da fusão do gelo (Tmice), que pudessem indicar a presença de espécies voláteis no fluido. Relativamente aos ensaios termométricos, os mesmos revelaram valores de TH situados entre 137 a 196°C, localizando-se o valor médio em 172,9°C e observando-se maior concentração dos valores no intervalo entre 177 a 197°C *(Figura 553)*. Nestas IF, a homogeneização global ocorreu em estado líquido.

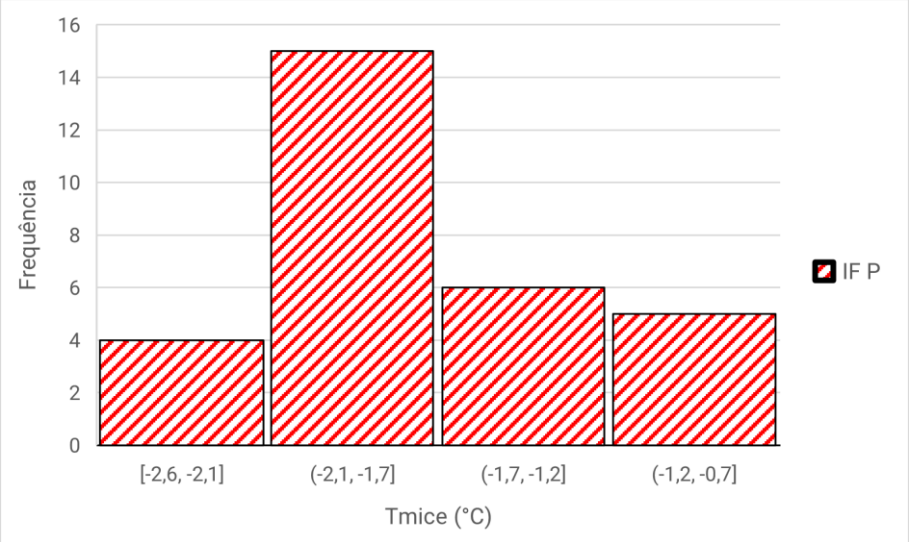


Figura 552 – Histograma relativos aos valores de Tmice obtidos nas IF P selecionadas no QzIII.

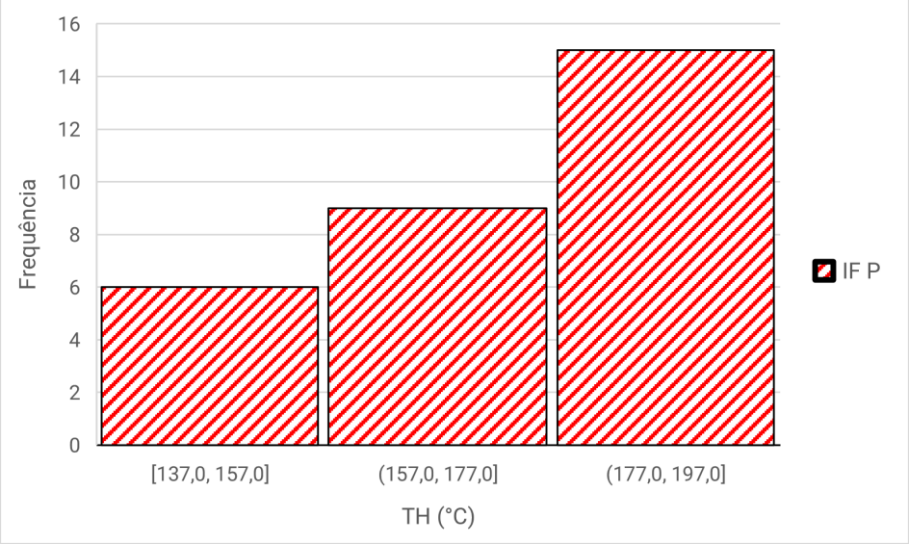


Figura 553 – Histograma dos valores de TH apurados nas IF P analisadas no QzIII.

10.4. Discussão dos resultados microtermométricos

10.4.1. Depósito de Sn(W) de Ervedosa

10.4.1.1. Cassiterite (IF P e PS)

Os ensaios microtermométricos levados a cabo nas IF P e PS analisadas na cassiterite, revelaram uma grande similaridade dos fluidos contidos nestas IF, pelo menos no que toca aos parâmetros microtermométricos avaliados. No que toca aos valores de temperatura (°C) relativos a $TmCO_2$, nas IF P e PS, em ambos casos, os resultados mostram intervalos de fusão que se iniciam nos -58,9°C, indicando desde logo a

presença de outras espécies voláteis para além do CO_2, dado que os valores se afastam do ponto de fusão do CO_2 puro (-56,6°C). Os valores obtidos para este parâmetro nas IF P e PS, mostram que os fluidos aprisionados nas mesmas são muito semelhantes entre si, embora nas IF P, o mínimo das temperaturas (-66,2°C) seja ligeiramente inferior comparativamente às IF PS (-65,9°C), evidenciando uma ligeira maior abundância de outros componentes voláteis para além do CO_2 nas IF P. Projetados os valores de temperatura relativos a $TmCO_2$ vs. TH *(Figura 554)*, fica evidente uma correlação positiva entre estes parâmetros, evidenciando um enriquecimento do fluido em outras espécies voláteis para além do CO_2 que acompanha o arrefecimento. Esta constatação, sugere, que o fluido mineralizante foi ao longo do processo de arrefecimento interagindo com as rochas metassedimentares encaixantes e a matéria orgânica nelas contido, levando à sua redução e libertação de CH_4 e em menor grau N_2. Durante condições de metamorfismo retrógrado, podem formar-se quantidades consideráveis de CH_4 em rochas que tenham sido reequilibradas quimicamente, sendo a reduzida a fugacidade do oxigénio, tamponada pelos minerais constituintes da rocha, podendo causar uma alteração da composição do fluido (s), que se encontram em equilíbrio com a rocha *(Van den Kerkhof & Thiéry, 2001)*. Como consequência da baixa fugacidade do oxigénio, o CH_4 é um composto comum em rochas metamórficas de baixo grau e em rochas sedimentares diagenéticas *(Mullis, 1979)*. Quando recorrendo à literatura, é importante salientar que são reconhecidos exemplos de mineralizações de cassiterite, mas muitos outros minérios (Au, U, sulfuretos), onde é reconhecido a importância total ou parcial da interação dos fluidos hidrotermais com a matéria orgânica e precipitação de minérios. Esta interação resulta numa diminuição de fO_2 do fluido, e consequente precipitação do minério, na medida em que a matéria orgânica age como agente redutor, por consumo do O_2 *(Nakashima et al., 1999; Pasăva & Kribek, 2001; Piqué et al., 2009; Kerr et al., 2024)*. A matéria orgânica possui, ainda, a capacidade de se ligar e transportar metais como o Sn em solução *(Pasăva & Kribek, 2001)*. No que toca ao N_2, corresponde a um volátil comum presente muitos tipos de rochas, desde rochas graníticas, sedimentares diagenéticas até rochas metamórficas de alto grau *(Dubessy e Ramboz, 1986)*. Assume-se, qua a sua origem está ligada à decomposição térmica de minerais como feldspatos, micas e argilas contendo NH_4, em condições magmáticas e de metamorfismo prógrado *(Anderson et al., 1989, 1990, 1991, 1995; Williams et al., 1992)*. A presença de N_2 tem vindo a ser reconhecida em IF de CO_2-N_2 de alta densidade desde rochas metamórficas de alto grau do manto superior a rochas da crosta inferior, como granulitos e eclogitos *(Touret, 1981, 1987; Kooi et al., 1998; Andersen et al., 1990, Klemd et al., 1992; Lehman, 2003; Touret & Frezzoti, 2003)*. No depósito de Sn de Ervedosa, os veios mineralizados

ocorrem não só no encaixante metassedimentar, como no granito moscovítico de Ervedosa, pelo que não são de descartar eventuais alterações hidrotermais desencadeadas em minerais como feldspatos e micas, resultando na destabilização térmica do NH_4, e consequente libertação de N_2.

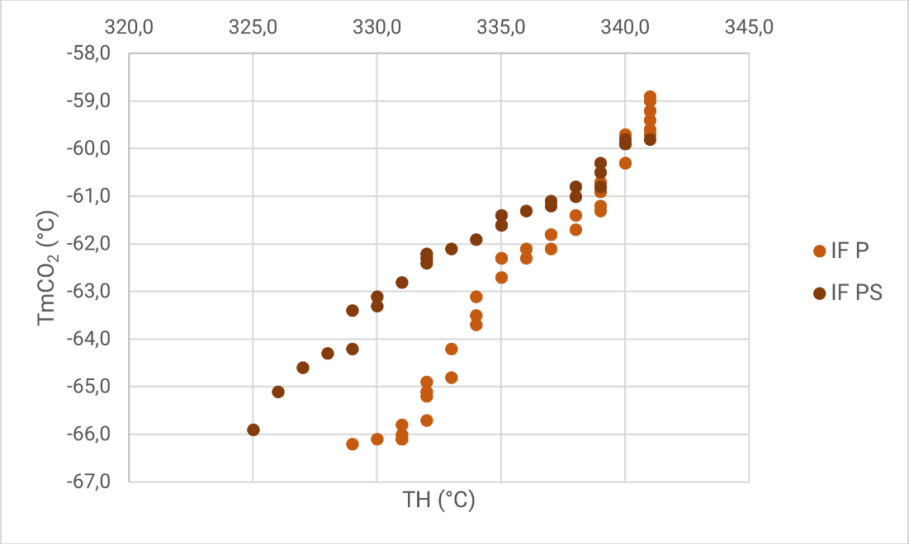


Figura 554 – Projeção binária $TmCO_2$ vs. TH relativa IF P e PS analisadas na cassiterite.

Os intervalos de temperaturas de fusão do gelo Tmice, apurados nas IF P e PS mostram desde logo estarmos na presença em ambos os casos, de fluidos de baixa salinidade, dado que em ambas as situações, Tmice não ultrapassou os -5,5 °C, embora os valores obtidos sugiram obviamente a presença de catiões em solução, nomeadamente o NaCl *(Roedder, 1962, 1984)*. Refere-se ainda relativamente a Tmice, o intervalo de temperaturas relativamente mais restrito nas IF P (-3,6 a -5,1°C) face às IF PS (-2,7 a -5,3°C), embora mais uma vez, em ambas as situações os intervalos sejam muito semelhantes. Quando projetados os valores de Tmice vs. TH *(Figura 555)* obtidos nas IF P e PS, fica evidente uma clara correlação positiva existente entre ambos os parâmetros, observando-se um aumento progressivo da salinidade (expressa por valores progressivamente mais baixos de Tmice com a diminuição da temperatura de homogeneização. De acordo com *Hedenquist & Henley (1985)* e *Wilkinson (2001)*, este tipo de correlação negativa, e quando aplicada sobretudo a uma população alargada de IF em grupos pertencentes à mesma família paragenética, que mostram Flw variável *(Bodnar et al., 1985; Van den Kerkhof & Hein., 2001)*, pode indiciar a existência de *boiling (Figura 556)*. No caso em estudo, e apesar da projeção binária Tmice vs. TH da *Figura 555*, exibirem uma tendência potencialmente indicadora de *boiling*, demonstrado

pelo aumento progressivo da salinidade que companha uma diminuição da TH, não foram observadas IF P ou PS ricas em vapor e em água coexistentes. A tendência observada, reflete pelo menos, uma partição dos solutos não voláteis como o NaCl na fase líquida durante a perda de vapor *(Wilkinson, 2001)*. Este aumento da concentração dos solutos não voláteis, como por exemplo o cloro, é a espécie ligante e complexante mais importante para os metais básicos como o Sn, numa vasta gama de condições *(Ruaya & Seward, 1986)* e que exibe uma solubilidade muito baixa na fase de vapor abaixo de 370°C *(Knight e Bodnar, 1989)*. À medida que o vapor é produzido durante a ebulição, a cloridade da fase líquida residual aumenta *(Henley et al.,1984)*, podendo esta última iniciar um arrefecimento durante a ebulição devido à expansão adiabática (a temperatura do líquido e da fase de vapor mantêm-se constantes) *(Henley et al., 1984)*. O arrefecimento adiabático do líquido acaba desencadeando a cessação da ebulição, e consequente aumento da salinidade devido à perda de vapor *(Hedenquist e Henley, 1985)*. Apesar disto, e, não obstante da tendência observada na *Figura 555* e da importância dos fenómenos de *boiling* na concentração de metais e consequente deposição dos mesmos, a tendência de aumento de salinidade com a diminuição da temperatura, fora já notada por outros autores em IF em cassiterites, tendo estas cassiterites precipitado por outros mecanismos além do *boiling*. Os trabalhos de *Chen et al. (2023)*, *Han et al. (2023)* e *Cheng et al. (2024)*, mostram tendências semelhantes de aumento da salinidade com o arrefecimento em cassiterites, por vezes de diferentes estádios de deposição, sugerindo como principal mecanismo de deposição a mistura de fluidos. Segundo estes trabalhos, um fluido original de origem magmática e muito salino, pode interagir com fluido(s) de baixa salinidade, como por exemplo fluidos de origem meteórica, resultando num fluido combinado com uma salinidade diferente, podendo iniciar o arrefecimento. À medida que a salinidade do fluido vai mudando durante o processo de mistura e arrefecimento, o fluido pode atingir uma salinidade e temperatura tais, em que o Sn deixa de ser solúvel e precipita como cassiterite. Esta precipitação é, naturalmente, afetada em diferentes graus, por outros fatores como a o estado de *redox* do fluido (e que segundo estes trabalhos é afetado pela salinidade), pH e pressão de cada fluido em causa. Recentemente, *Lehmann (2021)* demonstrou que a solubilidade do Sn em contextos hidrotermais é otimizada em condições redutoras e altamente salinas, e que a precipitação do Sn em tais ambientes, requer a mistura de fluidos magmáticos, gerados a partir da cristalização fracionada muito avançada de *tin granites* da série da ilmenite, com fluidos meteóricos. Para além disto, este autor denota, ainda, as importantes concentrações em B e F presentes nestes fluidos magmáticos salinos, essenciais na mobilidade hidrotermal do Sn, essencialmente sobra a forma de

complexos de Sn^{2+} e Cl. A premissa de que os fluidos aprisionados nas IF P e PS analisadas poderão ter resultado de uma mistura entre fluidos magmáticos e fluidos meteóricos, não deve ser para já descartada, não só pela associação espacial entre os veios mineralizados em cassiterite e o granito estanífero de Ervedosa, mas, também, pelo facto de não dispormos de evidências suficientes de processos como *boiling*.

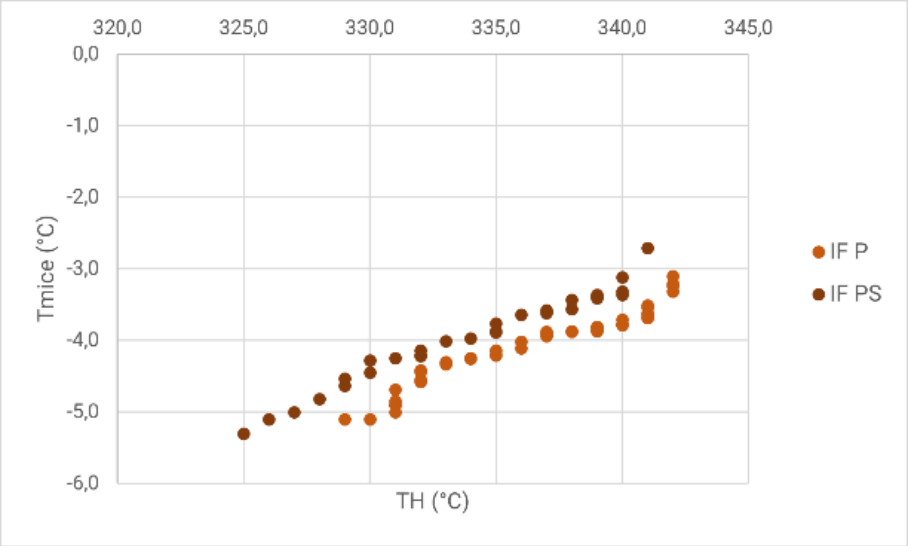


Figura 555 – Projeção binária Tmice vs. TH relativa às IF P e PS analisadas na cassiterite.

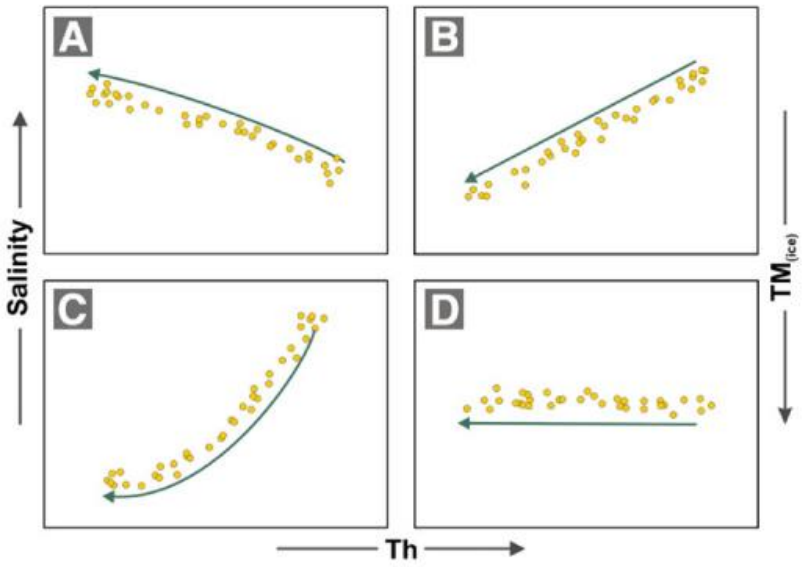


Figura 556 – Diagrama ilustrativo das quatro tendências de distribuição típicas de populações de IF, de acordo com os valores de Tmice e TH *(Hedenquist e Henley, 1985; Wilkinson, 2001)*. (A) Ebulição, num sistema sem voláteis; (B) diluição devido à mistura com água subterrânea fria; (C) ebulição com efervescência, num sistema rico em voláteis; (D) arrefecimento ou pressurização.

No que diz respeito aos intervalos de temperatura relativos a TmCl, verifica-se uma maior amplitude do intervalo de valores de temperatura nas IF P face às IF PS, embora em ambas situações sejam intervalos relativamente semelhantes. Os valores de TmCl obtidos nas IF P e PS evidenciam presença de CO_2 no fluido, uma vez que a dissociação dos clatratos ocorre sempre acima de 0,0°C, e que de acordo com *Moore et al. (1992)*, é típico em IF com teores de CO_2 entre 4-6wt%. Para além do CO_2, os valores de TmCl evidenciam a presença de outras espécies voláteis além do CO_2, já que os valores obtidos em algumas IF analisadas são superiores a 10,0°C, e que de acordo com os trabalhos de *Collins (1989)* e *Seitz (1987)*, é indicadora da presença de outros gases para além do CO_2.Segundo estes trabalhos, a presença de outras espécies voláteis, nomeadamente o CH_4, leva a que quando formados os clatratos, estes corresponderão a uma mistura dos componentes voláteis presentes, dada a habilidade do CO_2 em formar clatratos com outras substâncias. Ainda de acordo com o trabalho de *Collins (1989)*, a adição ou presença de CH_4 em fluidos aquosos desloca o ponto de fusão dos clatratos para temperaturas mais baixas, tanto quanto mais CH_4 estiver presente. Formam-se, assim, clatratos de CO_2-CH_4, que contrariam o efeito de depressão de TmCl desencadeada pela presença NaCl, afetando a estabilidade do clatrato, nomeadamente as ligações de hidrogénio *(Hollister & Burruss, 1976)*, o que poderá explicar os valores TmCl nas IF P e PS analisadas. Na *Figura 557* pode ser observado o diagrama binário que relaciona TmCl vs. $TmCO_2$, constatando-se existir uma correlação positiva entre estes parâmetros, observando-se valores de TmCl mais baixos em IF P e PS com $TmCO_2$ com temperaturas mais baixas, e vice-versa. Fica, assim, em evidência que a presença de sucessivamente maiores teores de CH_4, ou outros voláteis, ainda nesta fase desconhecidos nos fluidos, diminuem o ponto se fusão dos clatratos. Diferentes trabalhos *(Seitz et al., 1984; Collins, 1989; Beeskow et al., 2007)* demonstram a facilidade com que o CH_4 entra na estrutura dos clatratos, evidenciando a partição preferencial do CH_4 nos clatratos após congelamento e verificado que o CH_4 ocupa ambos os tipos de posições na estrutura do clatrato, enquanto o CO_2 pode ocupar apenas uma posição. No entanto, e apesar de reconhecidos os efeitos para TmCl da presença/adição de CH_4 e outros voláteis ao fluido, a salinidade (i.e., presença de NaCl e outros solutos) é também um fator que influencia o ponto de fusão dos clatratos. *Diamond (1992, 1994)* explica que a presença de NaCl e KCl, diminui o ponto de congelamento e consequentemente de fusão do gelo, uma vez que os sais não entram na estrutura dos clatratos, aumentando a salinidade relativa do fluido envolvente ao

clatrato e uma consequente diminuição do ponto de fusão do mesmo. O trabalho de *Chin et al. (2016)* relativo à estabilidade estrutural dos clatratos de CH_4 e a sua relação com o aumento da salinidade dos fluidos, mostra não só, uma influencia muito forte da presença do CH_4 em clatratos e o seu respetivo ponto de fusão, mas também, o papel que o NaCl desempenha na destabilização dos mesmos e abaixamento na sua temperatura de dissociação.

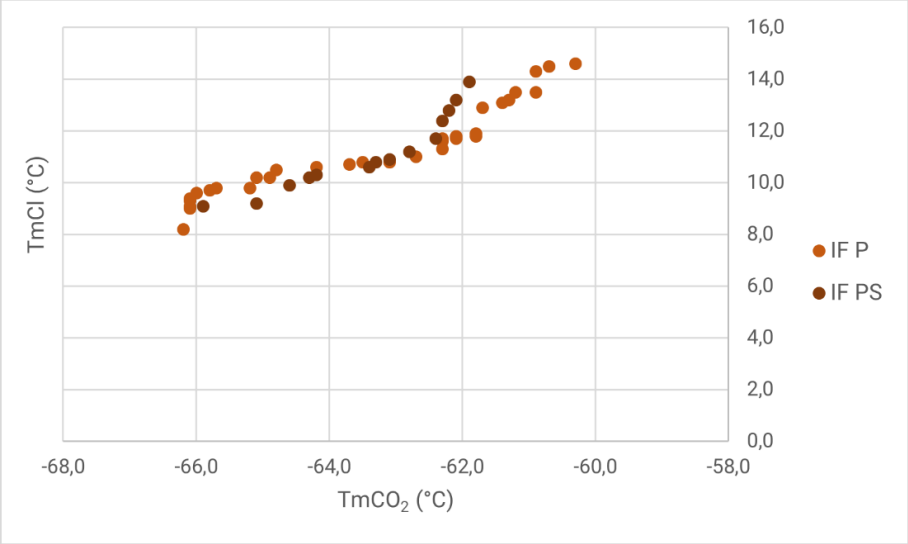


Figura 557 – Diagrama binário TmCl vs $TmCO_2$, onde se pode observar uma correlação positiva entre ambos os parâmetros.

Os valores de $ThCO_2$ foram, tal como referido anteriormente, de avaliação bastante difícil durante os estudos microtermométricos, pelo que não foi possível de efetuar um número elevado de medições que conferissem consistência aos resultados, para além de apenas se terem conseguido medições em IF P. Tal como havia já sido discutido na apresentação dos resultados microtermométricos, o processo de homogeneização do CO_2 líquido nas IF P na cassiterite, traduz-se por um processo muito ténue e rápido, em que surge apenas momentaneamente um menisco extremamente fino de CO_2 líquido em torno da fase de vapor. Esta transição, dá-se acima já dos 0,0°C, e que como se constata pelos dados, a homogeneização ocorre a temperaturas positivas baixas. Este comportamento, mencionado na bibliografia em diferentes trabalhos, corresponde a um processo complexo, podendo ser derivado desde a presença de outros componentes voláteis como o CH_4, N_2 e H_2 *(Kooi et al., 1998; Lu et al., 2022)* e visto que IF ricas em CO_2 tendem a ter valores de TH mais elevados, por elevação da pressão interna da IF (*van den Kerkhof & Olsen, 1990; Frezzotti & Touret, 2014)*. Existem, contudo, outros

fatores que podem ter influência no abaixamento dos valores de $ThCO_2$, tais como a dimensão da inclusão fluida *(Fall et al., 2009)*, a salinidade *(Schmidt et al., 1998; Hurai, 2010)*, bem como a reação das espécies voláteis presentes com hidratos e/ou a transformação de fase aquosa em gelo *(Collins, 1979; Diamond, 2001; Hurai, 2010)*. No caso das IF P e PS analisadas na cassiterite, e apesar dos valores de $TmCO_2$ e TmCl confirmarem a presença de outros voláteis além do CO_2, é possível que os valores baixos de $ThCO_2$ resultem não só deste facto, mas de uma combinação de fatores acima descritos. Para além disto, e visto que os minerais da paragénese da cassiterite, bem como ela própria, foram afetados por tensão cisalhante na ZCLRM, pelo que não podemos descartar até que ponto estas IF não terão sofrido modificações pós-aprisionamento que possam, em conjuntura com os restantes fatores mencionados, ter contribuído para este comportamento das IF P e PS ao nível de $ThCO_2$.

No que diz respeito aos valores de TH obtidos nas IF P e PS, observa-se uma grande proximidade dos intervalos para um e outro caso, sendo, contudo, a média dos valores de TH nas IF P (336,5°C), ligeiramente superiores à média dos valores de TH nas IF PS (334,1). Também neste parâmetro termomicrométrico fica evidente a clara semelhança entre os fluidos aprisionados nas IF P e PS presentes na cassiterite.

10.4.1.2. QzIA e QzIB (IF P, PS e S)

Os ensaios microtermométricos levados a cabo nas IF P e PS analisadas na geração de quartzo coexistente com a cassiterite (QzIA), revelaram uma grande similaridade dos fluidos contidos nestas IF, pelo menos no que toca aos parâmetros microtermométricos avaliados e nas tendências observadas. Para além da grande similaridade entre si, exibem também grande semelhança com as suas homólogas na cassiterite, embora no QzIA, as tendências definidas pela comparação dos vários parâmetros microtermométricos entre si, sejam mais evidentes e definidos no caso do QzIA (eventualmente em função do maior número de ensaios realizados).

No que toca aos valores de temperatura obtidos para $TmCO_2$ nas IF P e PS analisadas, os intervalos determinados são muito semelhantes entre si no que toca aos valores máximos e mínimos apurados, ressaltado apenas uma média dos valores ligeiramente inferior nas IF P (-60,9°C) face às IF PS (-60,6°C). Pelos valores obtidos para $TmCO_2$, podemos afirmar a presença de outras espécies voláteis além do CO_2, já que todas as medições obtidas se situam abaixo do ponto de fusão do CO_2 puro. É de notar, ainda, que comparativamente aos valores médios de $TmCO_2$ obtidos nas IF P e PS, os valores

médios para $TmCO_2$ nas IF P e PS no QzIA são significativamente inferiores, indiciando pelo menos. Isto poderá traduzir que aquando da deposição do QzIA, posterior à precipitação da cassiterite, a abundância de outros voláteis para além do CO_2 poderia ser eventualmente menor no sistema. A projeção dos valores de $TmCO_2$ vs. TH, representada na *Figura 558*, mostra uma tendência positiva entre os dois parâmetros, semelhante à tendência observada para os mesmos parâmetros nas IF P e PS analisadas na cassiterite, onde os valores de TH são mais altos com valores de $TmCO_2$ mais altos. Tal como mencionado anteriormente para o caso das IF P e PS, e uma vez descartada a confirmação de *boiling*, dado que também no caso do QzIA não foram identificadas IF coexistentes ora ricas em vapor, ora ricas em líquido, é provável que a tendência observada, traduza uma interação dos fluidos com as rochas metassedimentares encaixantes durante o arrefecimento, e consequente enriquecimento em outros voláteis como o CH_4 e, eventualmente N_2.

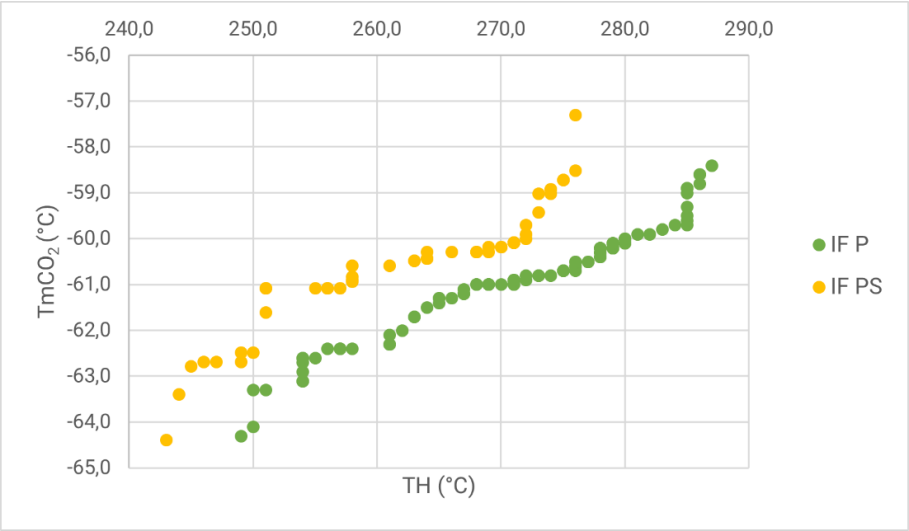


Figura 558 – Projeção binária dos valores de $TmCO_2$ vs. TH, respeitantes às IF P e PS analisadas no QzIA.

Os valores de temperatura para os intervalos de Tmice apurados nas IF P e PS demostram-se, também neste caso muito semelhantes, ainda que a média dos valores seja ligeiramente mais abaixo nas IF P (-4,1°C) do que nas IF PS (-3,8°C). No que toca à expressão dos valores de Tmice, em comparação com os valores de TH *(Figura 559)* nestas IF, é notória a tendência do aumento progressivo da salinidade (expressa por valores progressivamente mais baixos de Tmice com a diminuição da temperatura de homogeneização, e que mais uma vez é semelhante à observada nas IF P e PS na cassiterite. Tal como discutido na análise dos valores de Tmice das IF e PS analisadas

na cassiterite, esta tendência expressa, uma partição dos solutos não voláteis como o NaCl na fase líquida durante a perda de vapor *(Wilkinson, 2001)*, correspondendo a um fenómeno de grande importância para o processo mineralizantes, nomeadamente a solubilidade e transporte do Sn nos fluidos *(Chen et al., 2023; Han et al., 2023)*.

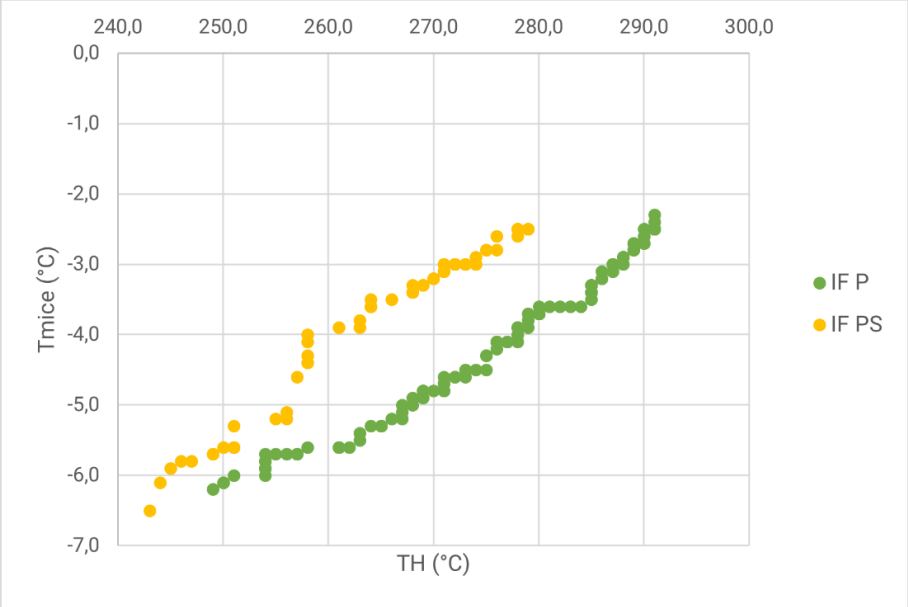


Figura 559 – Projeção binária dos valores de Tmice vs. TH obtidos nas IF P e PS analisadas no QzIA.

Relativamente aos valores de temperatura relativos a TmCl obtidos nas IF P e PS analisadas no QzIA, também aqui encontramos intervalos de temperatura muito semelhantes em si em termos dos valores obtidos e da largura dos intervalos, ainda que nas IF P o valor mínimo de temperatura registado (8,1°C) seja ligeiramente inferior ao valor mínimo registado nas IF PS (8,9°C). O valor médio de TmCl para as IF P e PS, é, contudo mais contrastante, com um valor médio de 11,3°C para as primeiras e 12,2°C para as segundas. Os valores de TmCl obtidos em ambos os casos evidenciam, tal como já expresso pelos valores de $TmCO_2$, a presença de outros voláteis no fluido além do CO_2, já que os valores de temperatura registados se situam bem acima dos 0,0°C *(Moore et al., 1992)*, e em alguns casos acima dos 10,0 °C, e que de acordo com os trabalhos de *Collins (1989)* e *Seitz (1987)*, é indicadora da presença de outros gases para além do CO_2. Como fora já discutido anteriormente, a presença de outras espécies voláteis, nomeadamente o CH_4, leva à formação clatratos correspondentes a uma mistura dos componentes voláteis presentes, dada a habilidade do CO_2 em formar clatratos com outras substâncias. De acordo com o trabalho de *Collins (1979, 1989)*, a

adição ou presença de CH_4 em fluidos aquosos desloca o ponto de fusão dos clatratos para temperaturas mais baixas, tanto quanto mais CH_4 estiver presente. Esta relação pode ser observada na projeção TmCl vs. $TmCO_2$ do *Figura 560*, onde as IF P e PS com temperaturas de dissociação dos clatratos mais baixas, são as que exibem menores valores de $TmCO_2$. Uma vez mais, e à semelhança do observado nas IF P e PS na cassiterite, existe uma correlação positiva notória entre TmCl vs. TH nas IF P e PS analisadas no QzIA, expressando também neste caso, um enriquecimento progressivo em outros voláteis para além do CO_2 com o arrefecimento do fluido *(Figura 561)*, produto provável da interação dos fluidos com o encaixante metassedimentar e/ou mistura de fluidos. No entanto, e tal como já abordado, o parâmetro de TmCl pode ser também afetado por outros fatores, nomeadamente a salinidade, tal como mostram os trabalhos de *Diamond (1992, 1994)* e *Chin et al. (2016)*.

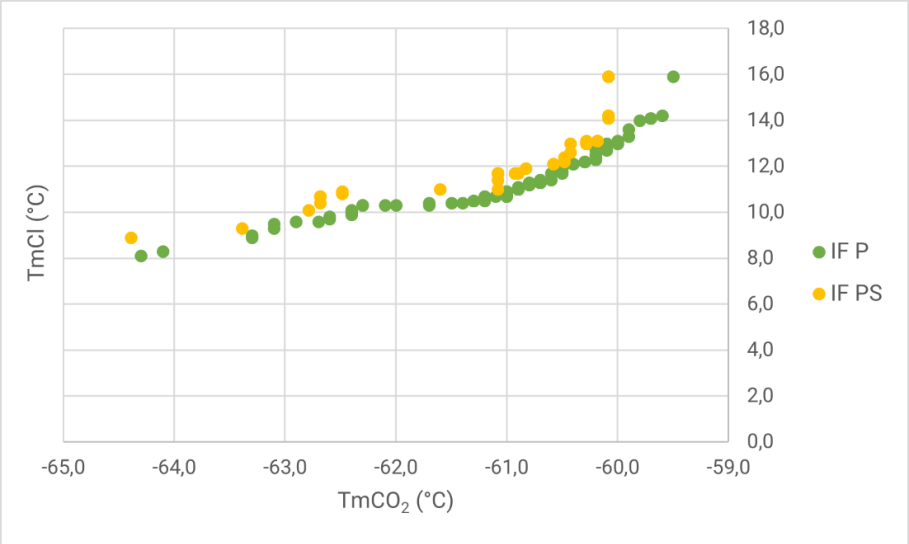


Figura 560 – Projeção binária dos valores de TmCl vs. $TmCO_2$ obtidos nas IF P e PS analisadas no QzIA.

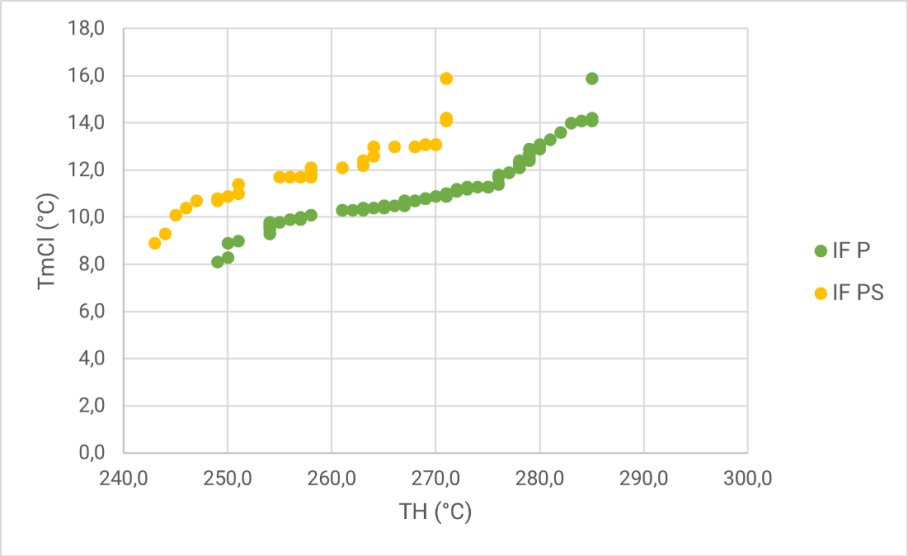


Figura 561 – Projeção binária dos valores de TmCl vs. TH obtidos nas IF P e PS analisadas no QzIA.

À semelhança da cassiterite, a observação e medição dos valores de $ThCO_2$, constituíram as medições de maior dificuldade aquando dos estudos microtermométricos, por se traduzir por um processo muito ténue e rápido, em que surge apenas momentaneamente um menisco extremamente fino de CO_2 líquido em torno da fase de vapor, ocorrendo acima já dos 0,0°C, e que como se constata pelos dados, a homogeneização ocorre a temperaturas positivas baixas e que neste caso não ultrapassam os 6,0°C. Das medições possíveis de apurar nas IF P e PS analisadas no QzIA, verifica-se uma proximidade muito grande entre os valores de temperatura obtidos para uma e outra população de IF. O valor médio de $ThCO_2$ nestas IF é igualmente muito próximo, sendo ligeiramente mais elevado nas IF P (3,7°C) face às IF PS (3,5°C). Como fora previamente assinalado aquando da discussão dos resultados microtermométricos nas IF P e PS na cassiterite, os valores baixos de $ThCO_2$ apurados podem ser explicados com a presença de outros voláteis além do CO_2 *(Kooi et al., 1998; Lu et al., 2022)*, mas por outros de fatores como a dimensão da inclusão fluida (Fall et al., 2009), a salinidade *(Schmidt et al., 1998; Hurai, 2010)*, bem como a reação das espécies voláteis presentes com hidratos e/ou a transformação de fase aquosa em gelo *(Collins, 1979; Diamond, 2001; Hurai, 2010)*. Nas *Figuras 562* e *563* encontra-se representada uma projeção binária referente a $ThCO_2$ vs. TH e $ThCO_2$ vs. $TmCO_2$ respetivamente. No caso da projeção $ThCO_2$ vs. TH, verifica-se temperaturas de $ThCO_2$ mais altas com valores de TH mais altos e vice-versa, denotando um enriquecimento em outros voláteis com o arrefecimento, uma tendência já denotada por outros parâmetros microtermométricos como $TmCO_2$ e TmCl. Como fora já discutido

anteriormente, a presença de outros voláteis além do CO_2 pode levar ao abaixamento de $ThCO_2$ e TH *(Kooi et al., 1998; Lu et al., 2022)*, ao par de outros fatores que podem ter influência no abaixamento dos valores de $ThCO_2$, tais como a dimensão da inclusão fluida *(Fall et al., 2009)*, a salinidade *(Schmidt et al., 1998; Hurai, 2010)*, e eventuais reação das espécies voláteis presentes com hidratos e/ou a transformação de fase aquosa em gelo *(Collins, 1979; Diamond, 2001; Hurai, 2010)*. A projeção $ThCO_2$ vs. $TmCO_2$ da *Figura 563*, demonstra igualmente uma correlação positiva entre ambos os parâmetros, com os valores de $ThCO_2$ a serem progressivamente mais baixos conforme $TmCO_2$ também desce, confirmando a influência da adição/enriquecimento em outros voláteis além do CO_2, no abaixamento dos valores de $ThCO_2$.

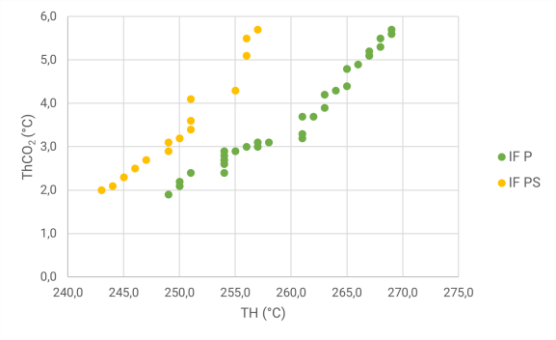


Figura 562 – Projeção binária dos valores de $ThCO_2$ vs. TH respeitantes às IF P e PS analisadas no QzIA.

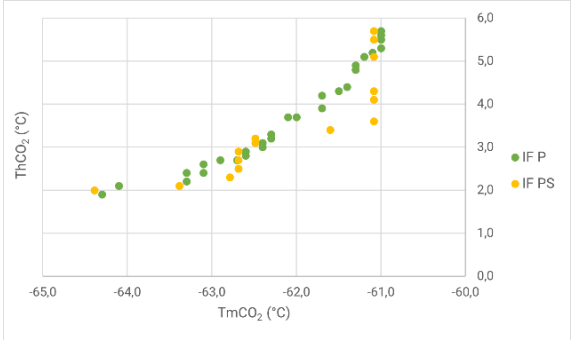


Figura 563 – Projeção binária dos valores de $ThCO_2$ vs. $TmCO_2$ relativos às IF P e PS analisadas no QzIA.

No que toca aos intervalos de TH aferidos para as IF P e PS analisadas no QzIA, denota-se uma semelhança entre os valores mínimos obtidos, existindo, contudo, uma diferença relativamente aos valores de TH máximo, com as IF P a exibirem um limite de TH mais alto (299°C), face às IF PS com valor máximo de TH de 288°C. A mesma situação se verifica ao nível dos valores médios de TH, superiores nas IF P (277,2°C) relativamente às IF PS (267,3°C), podendo denotar ligeiras diferenças de densidade, de pressão interna e de composição que possam existir entre IF P e PS. Apesar destas ligeiras diferenças em termos dos valores de TH, fica evidente a semelhança entre si dos fluidos aprisionadas nas IF e PS, não só observável ao nível dos intervalos e valores médios obtidos nos diferentes parâmetros microtermométricos, como ao nível das correlações e tendências que se estabelecem entre os mesmos. Para além disto, existe uma semelhança, que pode ser observada ao nível dos resultados microtermométricos entre dos fluidos contidos nas IF P e PS contidas no QzIA e nas IF P e PS na cassiterite, ainda que se assinale uma notória diferença de temperaturas de TH, tanto ao nível dos

intervalos de temperatura como em termos dos valores médios, entre ambos os casos, com os fluidos contidos na cassiterite a demonstrarem valores de TH significativamente mais elevados.

Foram ainda apurados durante os ensaios de microtermometria, os valores de temperatura relativos a Tmice e TH em IF S bifásicas presentes em fraturas cicatrizadas no QzIA, uma vez que não foram detetadas transições durante os ensaios que indicassem a presença de espécies voláteis como o CO_2. No que toca aos valores de Tmice, estas inclusões apresentam valores de temperaturas contidos num intervalo relativamente curto (-2,6 a -0,1°C) e não muito abaixo dos 0,0°C, embora indiquem obviamente a presença de solutos em solução. Usando a tabela de salinidades correspondentes aos pontos de fusão do gelo, para fluidos do sistema H_2O-NaCl, de *Bodnar (1993)*, as salinidades aferidas para estes fluidos, situam-se no intervalo entre 0,18 e 4,34 wt%NaCl, com uma média dos valores de salinidade de 1,93 wt%NaCl. Estes valores do intervalo de salinidade encontram-se bastante abaixo dos 26,5 Wt%NaCl, sendo uma indicação que estes fluidos não deverão conter halite *(Knight & Bodnar, 1989; Bodnar, 1994; MacInnis & Bodnar, 2014)*. Projetados os valores de Tmice vs. TH *(Figura 564)*, observa-se uma clara tendência de diminuição de Tmice que acompanha a diminuição de TH, refletindo um aumento da salinidade deste fluido com o arrefecimento do mesmo. Tal como discutido previamente, o aumento da salinidade com a diminuição da temperatura evidencia uma partição dos solutos não voláteis como o NaCl na fase líquida durante a perda de vapor *(Wilkinson, 2001)*. No entanto, de acordo com diferentes trabalhos *(Doppler et al., 2013; Bakker & Doppler, 2013, 2014, 2016; Klyukin et al., 2019; Lecumberri-Sanchez et al., 2020)* este aumento de salinidade com o arrefecimento, em fluidos do sistema H_2O-NaCl, e excluindo o cenário de *boiling*, é interpretada como resultado de modificações/reequilíbrios pós-aprisionamento, nomeadamente desencadeados por perda diferencial de H_2O por difusão e perdas no volume total da IF por difusão do quartzo no volume da inclusão pré-existente. Tal como explicam *Doppler & Bakker (2013, 2014)*, as IF de dimensão menor e mais regular, a são menos afetadas por fenómenos de alterações ou reequilíbrios pós-aprisionamento, e que são maioritariamente desencadeadas por diferenças de profundidade (aumento/diminuição de P e T), e consequentemente modificações dai resultantes. Este cenário é bastante plausível, dado que se observam na maior parte das situações, que estas IF S são sobretudo bastantes pequenas e regulares, não sendo raras as situações em que nas fraturas onde ocorram, existam IF S muito irregulares e dimensão muito superior, e nas quais os valores mais baixos de Tmice foram registados. De modo a

melhor compreender a casualidade destas observações e as informações encontradas na literatura, projetaram-se os valores de Salinidade (wt%NaCl) vs. Dimensão (µm) *(Figura 565)*, verificando-se que efetivamente existe uma correlação positiva em ambos os casos, verificando-se que as IF S mais salinas são as que exibem maior dimensão, pelo que a sua salinidade poderá representar alterações/reequilíbrios posteriores ao aprisionamento do fluido. Tendo em conta que o jazigo de Sn de Ervedosa se encontra no ZCLRM, um ambiente no qual reconhecemos diferentes episódios de deformação e fracturação, este cenário não deixa de ser plausível.

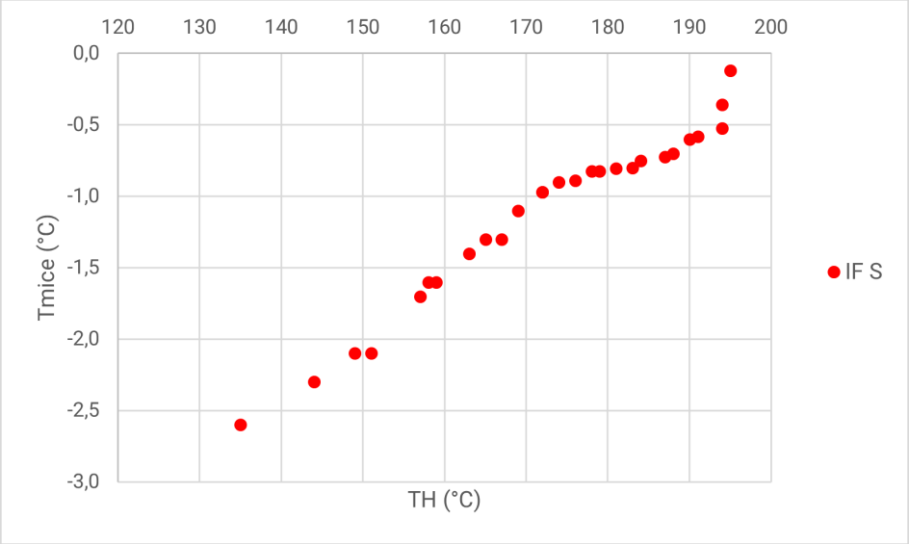


Figura 564 – Projeção binária dos valores de Tmice vs. TH relativas às IF S analisadas no QzIA.

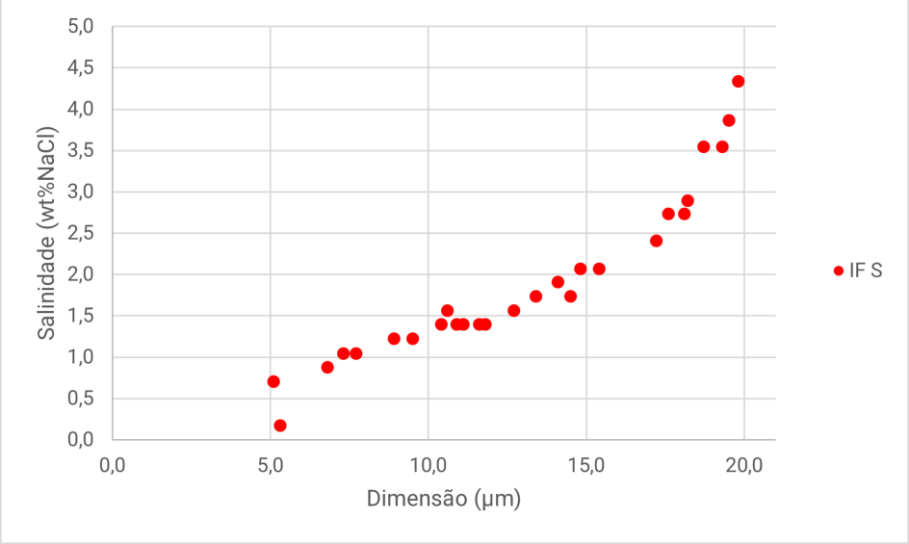


Figura 565 – Projeção dos valores de Salinidade vs. Dimensão relativo às IF S analisadas no QzIA.

O intervalo de temperaturas relativo a TH apurado nas IF S analisadas no QzIA revelam temperaturas relativamente baixas, não ultrapassando os 200°C, com um valor médio de 172,4°C, constituindo IF que aprisionam fluidos claramente distintos das IF e PS presentes na cassiterite ou no QzIA, pelo que pertencem a um outro evento de circulação de fluidos menos salinos e de mais baixa temperatura, não relacionados com o processo de mineralização.

No que toca aos resultados microtermométricos no QzIB, resultante da subgranulação do QzIA, como fora referido anteriormente, só foram possíveis de identificar e analisas IF tomadas como P (isoladas no seio dos pequenos cristais) e S (a intersetar o QzIB e nos espaços intercristalinos entre os cristais). Deste modo, não foi possível de apurar um número tão significativo de leituras, como aconteceu no caso do QzIA, e especialmente no que toca às IF P. Relativamente aos valores do intervalo de temperaturas obtido para $TmCO_2$, verifica-se que este se inicia abaixo do ponto de fusão do CO_2 puro, indicando desde logo a presença de outros voláteis para além do CO_2. Comparativamente com os intervalos de temperatura obtidos nas IF P e PS quer na cassiterite quer no QzIA, verifica-se que se trata de intervalos muito semelhantes e com valores médios igualmente semelhantes, embora nas IF P no QzIB a média é ligeiramente mais baixa. Quando projetados os valores de temperaturas de $TmCO_2$ vs. TH *(Figura 566)*, observa-se uma correlação positiva definida da diminuição de $TmCO_2$ com a diminuição de TH, que tal como discutido previamente poe em evidência um enriquecimento em voláteis além do CO_2, resultante da interação entre este e as rochas encaixantes. Apesar do QzIB resultar da subgranulação do QzIA, por vezes ficando reduzido a cristais de quartzo anédricos muito pequenos, poderia levantar a questão da ocorrência de reequilíbrios pós-aprisionamento resultantes do episódio de subgranulação sofrido, uma vez que, modificações pós-aprisionamento em IF desencadeadas por tensão podem alterar significativamente as suas propriedades observadas, nomeadamente a sua composição e densidade *(Zhang, 1998; Zhong et al., 2020)*. Estas modificações pós-aprisionamento, incluem distorções das geometrias, alterações na salinidade e densidade dos fluidos, migração das IF, difusão, recristalização do mineral hospedeiro em torno da IF, alterações de volume das fases presentes, podendo a processos de *leakage (Chen et al., 1996; Audétat & Günther, 1999; Yamamoto et al., 2002; Taguchi et al., 2019)*. No entanto neste caso, e pelo menos no que diz respeito aos valores de $TmCO_2$, a subgranulação não aparenta ter sido um processo tão intenso ao ponto de desencadear modificações composicionais nas IF P no QxIB.

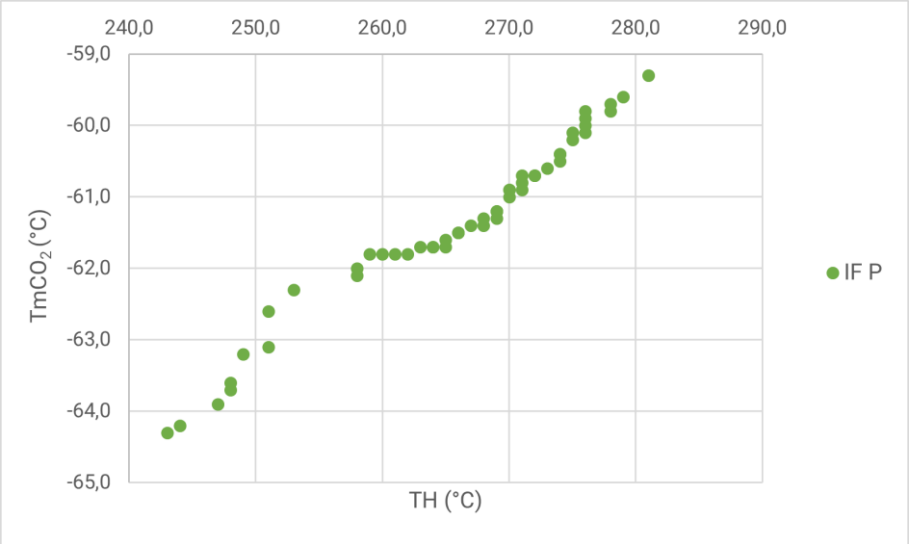


Figura 566 – Projeção binária $TmCO_2$ vs. TH relativa às IF P analisadas no QzIB.

No que diz respeito aos valores de temperatura apurados para Tmice nas IF P analisadas, observa-se que estes valores ocorrem num intervalo (-5,4 a -2,5°C) muito semelhante aos definidos para as IF P e PS na cassiterite e no QzIA, embora os valores mínimos sejam ligeiramente inferiores no caso das IF P no QzIB, sugerindo uma ligeira menor salinidade. A projeção dos valores de temperatura de Tmice vs. TH *(Figura 567)*, revela uma tendência positiva de diminuição de Tmice com a diminuição de TH, e que fora já identificada anteriormente nas IF P e PS da cassiterite e do QzIA. Tal como já fora discutido acerca desta tendência, existe um aumento progressivo da salinidade com o arrefecimento do fluido, esta tendência expressa, uma partição dos solutos não voláteis como o NaCl na fase líquida durante a perda de vapor *(Wilkinson, 2001)*. Também neste caso, a existência desta tendência ainda bastante definida, mostra que, o processo de subgranulação não terá levado a reequilíbrios/modificações pós-aprisionamento notáveis no que toca à salinidade destas IF P.

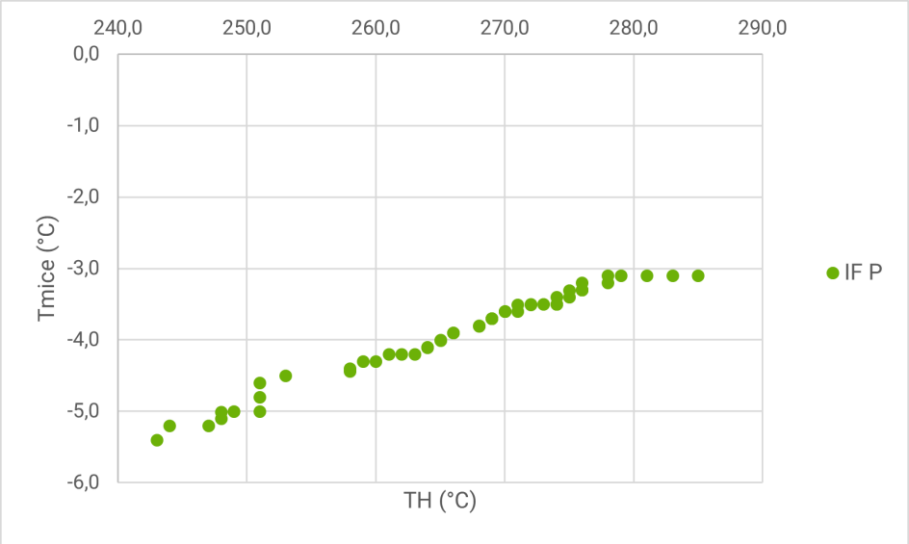


Figura 567 – Projeção binária Tmice vs. TH respeitante às IF P analisadas no QzIB.

O intervalo de temperaturas respeitantes a TmCl determinados nas IF P (9,2 – 15,6°C) analisadas no QzIB, é bastante semelhante aos intervalos de TmCl obtidos nas IF P e PS analisadas no QzIA, destacando-se apenas que o limite inferior do intervalo das IF P no QzIB, é ligeiramente superior, assim como o valor médio (12,6°C). Os valores de TmCl obtidos evidenciam, tal como já sugerido pelos valores de $TmCO_2$, a presença de outros voláteis no fluido além do CO_2, já que os valores de temperatura registados se situam acima dos 0,0°C *(Moore et al., 1992)*, e em alguns casos acima dos 10,0 °C, e que de acordo com os trabalhos de *Collins (1989)* e *Seitz (1987)*, é indicadora da presença de outros gases para além do CO_2. Tal como fora discutido previamente, o CH_4 exibe afinidade com a fase dos clatratos, formando-se um clatrato de CO_2-CH_4. Segundo *Collins (1979, 1989)*, a adição ou presença de CH_4 em fluidos aquosos desloca o ponto de fusão dos clatratos para temperaturas mais baixas, tanto quanto mais CH4 estiver presente. Para além dos valores de TmCl e $TmCO_2$ obtidos nas IF P presentes no QzIB serem indicadoras da presença de outras espécies voláteis além do CO_2, as projeções de TmCl vs. $TmCO_2$ *(Figura 568)* e TmCl vs. TH *(Figura 569)*, revelam, em ambos os casos, uma correlação positiva igualmente observada nas IF P e PS no QzIA e na cassiterite, de enriquecimento em outros voláteis além do CO_2 com o arrefecimento.

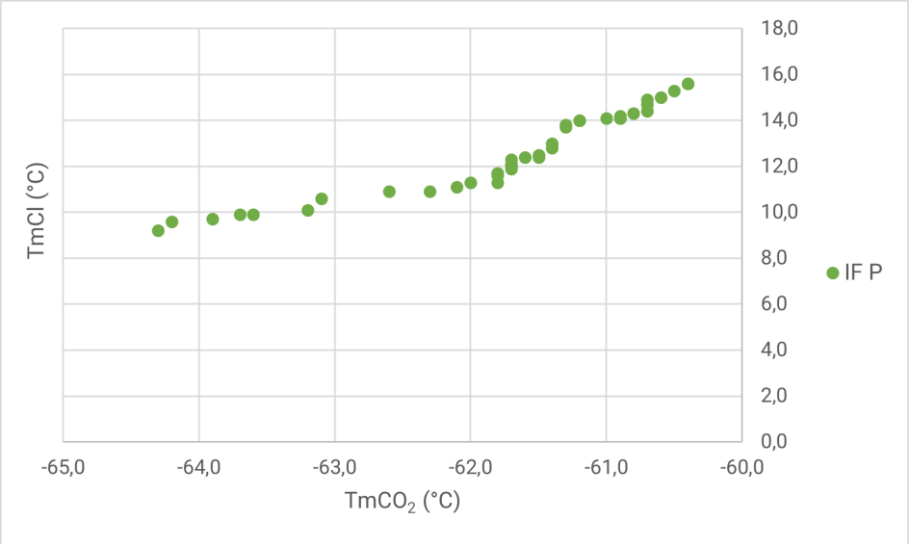


Figura 568 – Projeção binária dos valores de TmCl vs. $TmCO_2$ obtidos nas IF P analisadas no QzIB.

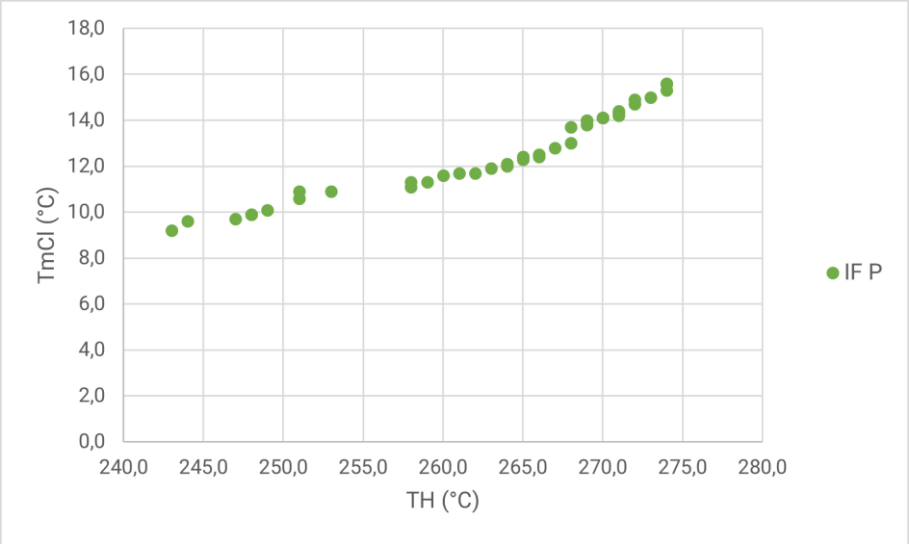


Figura 569 – Projeção binária dos valores de TmCl vs. TH obtidos nas IF P analisadas no QzIB.

O intervalo de $ThCO_2$ foi observável apenas em algumas das IF P presentes no QzIB, dado que à semelhança do que aconteceu nas IF P e PS analisadas na cassiterite e no QZIA, esta transição é um processo muito ténue e rápido, em que surge apenas momentaneamente um menisco extremamente fino de CO_2 líquido em torno da fase de vapor, ocorrendo acima já dos 0,0°C, e que como se constata pelos dados, a homogeneização ocorre a temperaturas positivas baixa, e que no caso destas IF P se situa entre 2,1 e 5,1°C. Tal como discutido previamente, os valores baixos de $ThCO_2$ apurados podem, não só ser explicados com a presença de outros voláteis além do CO_2 *(Kooi et al., 1998; Lu et al., 2022)*, mas por outros de fatores como a dimensão da

inclusão fluida *(Fall et al., 2009)*, a salinidade *(Schmidt et al., 1998; Hurai, 2010)*, bem como a reação das espécies voláteis presentes com hidratos e/ou a transformação de fase aquosa em gelo *(Collins, 1979; Diamond, 2001; Hurai, 2010)*. A projeção dos valores de $ThCO_2$ vs. TH *(Figura 570)*, mostra correlação positiva notória, de decréscimo dos valores de $ThCO_2$ com o decréscimo de TH, colocando em evidencia um enriquecimento em outros voláteis para além do CO_2 com o arrefecimento do fluido.

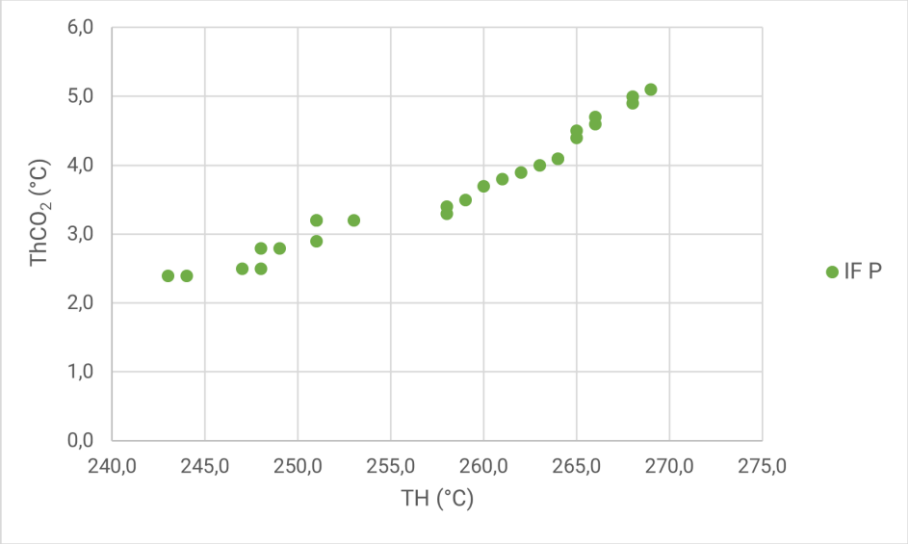


Figura 570 – Projeção binária dos valores de $ThCO_2$ vs. TH obtidos nas IF P analisadas no QzIB.

O intervalo de temperatura respeitantes a TH determinado nas IF P analisadas no QzIB (224 a 285°C) é um intervalo bastante semelhante aos intervalos para o mesmo parâmetro encontrados nas IF P e PS do QzIA, embora o limite mínimo nas IF P no QzIB seja menor. O valor médio (266°C) é igualmente próximo aos casos anteriores, sendo quase o mesmo que no caso das IF PS no QzIA.

As IF S analisadas no QzIB, revelaram um intervalo de temperaturas de Tmice situado entre -1,9 e -0,5°C, expressando uma salinidade claramente menor face às restantes tipologias de IF até aqui analisadas. Fazendo uso da tabela de salinidades correspondentes aos pontos de fusão do gelo, para fluidos do sistema H_2O-NaCl de *Bodnar (1993)*, foi apurado um intervalo de salinidade compreendido entre 0,88 e 3,23 wt%NaCl, pelo que correspondem a fluidos de baixa salinidade. O intervalo de salinidades obtido indica ainda que não estamos perante fluidos que possam conter halite, já que o intervalo apurado está bastante distante dos 26,5 Wt%NaCl *(Knight & Bodnar, 1989; Bodnar, 1994; MacInnis & Bodnar, 2014)*. As IF S analisadas,

demonstram, na projeção de Tmice vs. TH *(Figura 571)*, um aumento de Tmice com o aumento de TH, refletindo um aumento de salinidade com o abaixamento da temperatura, evidenciando uma partição dos solutos não voláteis como o NaCl na fase líquida durante a perda de vapor *(Wilkinson, 2001)*. Alguns autores *(Doppler et al., 2013; Bakker & Doppler, 2013, 2014, 2016; Klyukin et al., 2019; Lecumberri-Sanchez et al., 2020)*, mostram, contudo que este padrão pode ser interpretado como resultado de modificações/reequilíbrios pós-aprisionamento, nomeadamente desencadeados por perda diferencial de H_2O por difusão e perdas no volume total da IF por difusão do quartzo no volume da inclusão pré-existente. Tal como explicam *Doppler & Bakker (2013, 2014)*.

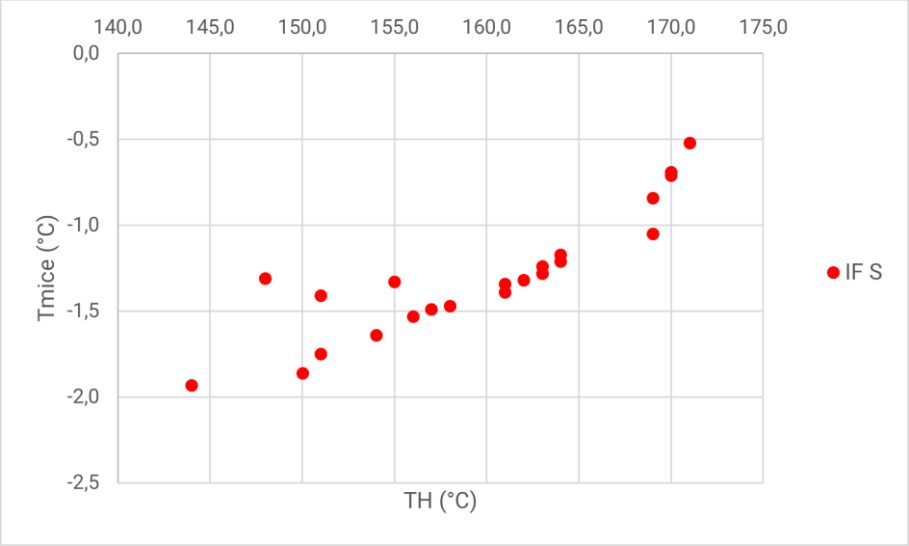


Figura 571 – Projeção binária dos valores de Tmice vs. TH relativos às IF S analisadas no QzIB.

10.4.1.3. QzIIA e QzIIB (IF P, PS e S)

No que toca às IF P e PS analisadas no QzIIA, os intervalos de temperaturas apurados desde logo indicam a presença de outros voláteis além do CO_2 em ambos os casos. Denota-se, igualmente, que em ambas as situações os valores máximos e mínimos que definem os intervalos de $TmCO_2$, são notoriamente distintos, quando em comparação, dos determinados nas IF P e PS no QzIA e nas IF P do QzIB. Nestas IF P e PS no QzIIA, os limites inferiores de $TmCO_2$ não ultrapassam os -61,0°C, bem como os limites superiores são rondam perto de -57,0°C, uma temperatura próxima ao ponto de fusão do CO_2 puro (-56,6°C), indiciando que nestas IF P e PS no QzIIA, o CO_2 é aparentemente mais dominante face a outros voláteis, mais uma vez, comparando às

IF P e PS no QzIA e nas IF P do QzIB. Igualmente distintos, são os valores médios de $TmCO_2$ determinados nestas IF P (-58,6°C) e PS (-58,8°C), notoriamente mais baixos face às IF P e PS no QzIA e nas IF P do QzIB, mais uma vez sugerindo a dominância do CO_2 nestes fluidos em detrimento de outras espécies, e que de certa maneira aponta para uma mudança das condições e/ou composição dos fluidos desde o evento responsável pela mineralização em cassiterite até à génese do QzIIA, contemporâneo da deposição principal em sulfuretos. Quando projetados os valores dos intervalos $TmCO_2$ vs. TH *(Figura 572)* nestas IF P e PS, observa-se uma correlação positiva entre os parâmetros, revelando que para valores de $TmCO_2$ mais baixos, correspondem valores de TH também mais baixos, e vice-versa. Tal como anteriormente constatado nos casos das IF P e PS no QzIA e na cassiterite, a mesma tendência de enriquecimento em outros voláteis além do CO_2 foi notada, e, tal como na ocasião discutido, sugere, que o fluido foi ao longo do processo de arrefecimento interagindo com as rochas metassedimentares encaixantes e a matéria orgânica nelas contido, levando à sua redução e libertação de CH_4 e em menor grau N_2. Para além disto, deve ser notado que, os valores médios e os intervalos de $TmCO_2$, tal como mencionado, mostram a maior dominância do CO_2 nestes fluidos face a outros voláteis, o que poderá indicar que esta interação fluido-rocha metassedimentar poderá ter ocorrido numa extensão menor comparativamente aos fluidos envolvidos na precipitação do QzIA e da cassiterite.

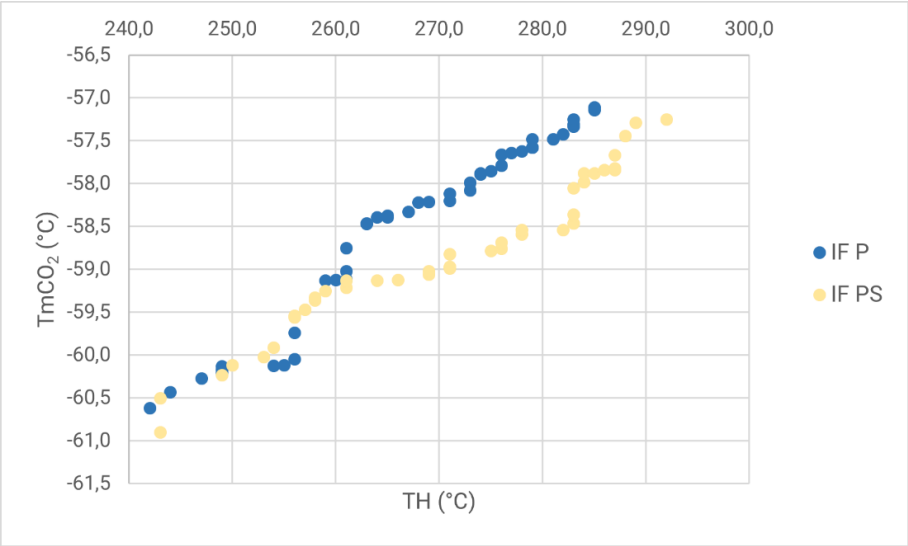


Figura 572 – Projeção binária dos valores de $TmCO_2$ vs. TH relativos às IF e PS analisadas no QzIIA.

No que diz respeito aos valores de temperatura de Tmice relativos às IF P e PS analisadas no QzIIA, também nestes casos encontramos intervalos bastante

contratantes face aos casos anteriores das IF P e PS no QzIA e cassiterite e IF P no QzIB. Desde logo se nota que os valores mínimos dos intervalos de Tmice, das IF e PS no QzIIA, são notoriamente inferiores aos casos anteriores, com valores mínimos de -3,1°C e -3,3°C respetivamente. Os valores médios de Tmice nestas IF P e PS, são igualmente e consideravelmente mais baixos do que nos casos anteriores, com valores médios de 1,9°C em ambas as situações, e mostrando também, uma grande similaridade em termos de salinidade entre os fluidos aprisionados nas IF P e PS. Apesar dos valores dos intervalos e dos valores médios serem mais baixos, denotam, contudo, a presença de solutos em solução como o NaCl. A projeção dos valores de Tmice vs. TH *(Figura 573)* para estas IF P e PS revela que a mesma tendência de aumento da salinidade do fluido com o arrefecimento, observada nos casos das IF P e PS no QzIA e na cassiterite, evidenciando uma continuidade da evolução destes fluidos no mesmo sentido de partição dos solutos não voláteis na fase líquida durante a perda de vapor *(Wilkinson, 2001)*, desde os estádios mais precoces até pelo menos a precipitação do QzIIA, embora, seja notória que se deu uma diluição dos fluidos desde o estádio de precipitação da cassiterite e QzIA até à precipitação do QzIIA a temperaturas inferiores.

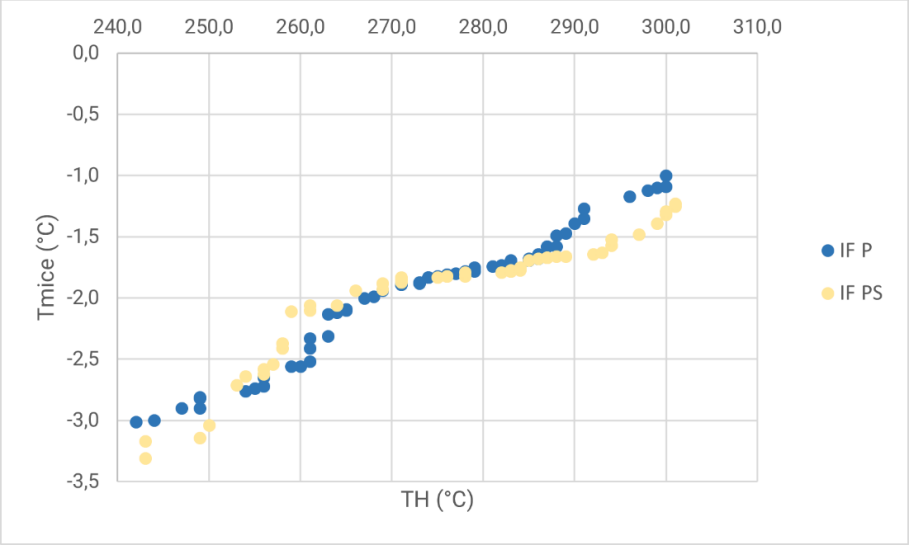


Figura 573 – Projeção binária dos valores de Tmice vs. TH relativos às IF e PS analisadas no QzIIA.

Os intervalos de temperatura de TmCl nas IF P e PS no QzIIA, ocorrem, em ambos os casos acima dos 0,0°C, indicando a presença de CO_2 *(Moore et al., 1992)*. Para além disto, alguns dos valores de TmCl ocorrem acima dos 10,0 °C, e que de acordo com os trabalhos de *Collins (1989)* e *Seitz (1987)*, é indicadora da presença de outros gases

para além do CO_2. Esta constatação reforça esta mesma conclusão da presença de outros voláteis além do CO_2, já retirada dos valores de $TmCO_2$ determinados. Quando projetados os valores de TmCl vs. TH *(Figura 574)* relativos a estas IF e PS, o mesmo pode ser constatado uma efetiva e notória correlação dos valores mais baixos de TmCl a corresponderem aos valores mais baixos de TH, e que as IF com mais voláteis para além do CO_2, são aquelas que apresentam valores de TH mais elevados. A presença de outras espécies voláteis, nomeadamente o CH_4, leva à formação clatratos correspondentes a uma mistura dos componentes voláteis presentes, dada a habilidade do CO_2 em formar clatratos com outras substâncias. De acordo com o trabalho de *Collins (1979, 1989)*, a adição ou presença de CH_4 em fluidos aquosos desloca o ponto de fusão dos clatratos para temperaturas mais baixas, tanto quanto mais CH_4 estiver presente. Esta confirmação pode ser obtida da projeção binária TmCl vs. $TmCO_2$ *(Figura 575)*, constatando-se que IF com valores mais baixos de $TmCO_2$, são aquelas que apresentam valores mais baixos de TmCl.

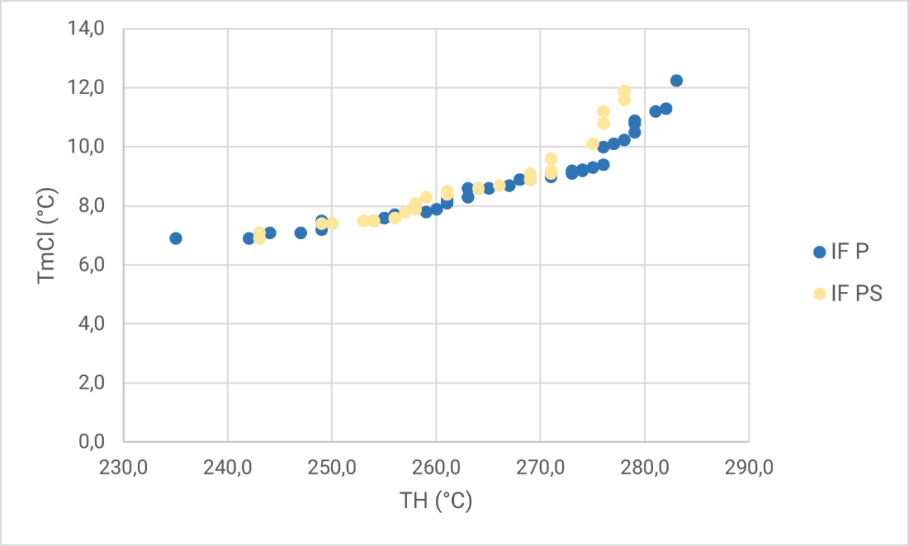


Figura 574 – Projeção binária dos valores de TmCl vs. TH relativos às IF e PS analisadas no QzIIA.

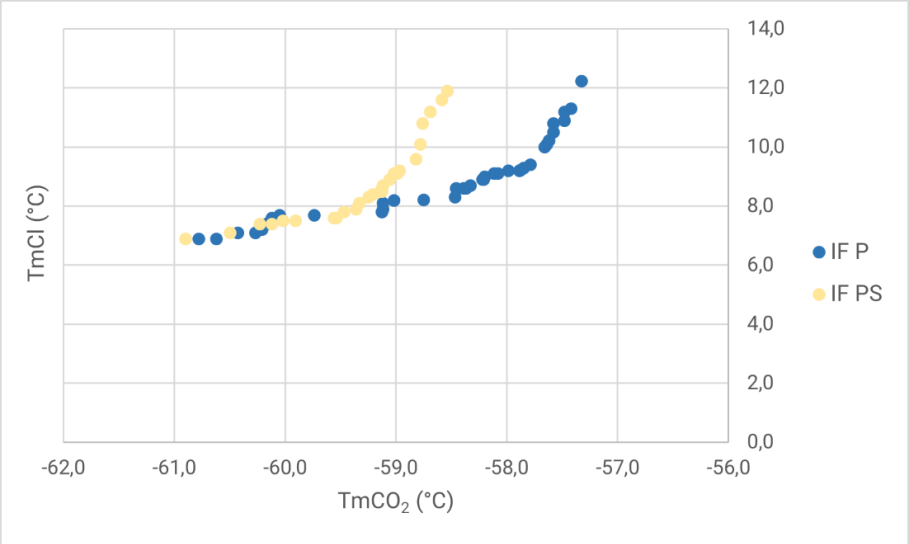


Figura 575 – Projeção binária dos valores de TmCl vs. $TmCO_2$ relativos às IF e PS analisadas no QzIIA.

No que diz respeito aos intervalos de temperaturas de $ThCO_2$ nas IF e PS no QzIIA, em ambas as situações os intervalos são muito semelhantes entre si (17,9 a 21,0°C e 17,8 a 21,1°C respetivamente), assim como os valores médios encontrados (18,6 e 18,9°C respetivamente), mostrando grande similaridade destes fluidos também neste parâmetro microtermométricos. Contrariamente aos casos das IF P e PS analisadas na cassiterite e no QzIA, e nas IF P no QzIB, as temperaturas de homogeneização do CO_2 ocorreram sempre acima dos 17,8 °C, o valor de temperatura de homogeneização do CO_2 puro *(Parry, 1986)*. Quando projetados os valores de temperatura de $ThCO_2$ vs. Th *(Figura 576)* relativos a estas IF, observa-se, tal como em casos anteriores uma correlação positiva entre ambos os parâmetros, com as IF P e PS que exibem valores mais baixos de $ThCO_2$ a mostrar valores de TH também mais baixos e vice-versa, denotando um enriquecimento em voláteis com o arrefecimento, confirmado pela projeção $ThCO_2$ vs. $TmCO_2$ *(Figura 577)*, que denota valores de $ThCO_2$ mais baixos tanto quanto mais baixo é $TmCO_2$. Como discutido anteriormente, a presença de outros componentes voláteis como o CH_4, N_2 e H_2, levam à diminuição dos valores de $ThCO_2$ *(Kooi et al., 1998; Lu et al., 2022)* contudo, outros fatores, podem ter influência, tais como a dimensão da inclusão fluida *(Fall et al., 2009)*, a salinidade *(Schmidt et al., 1998; Hurai, 2010)*, bem como a reação das espécies voláteis presentes com hidratos e/ou a transformação de fase aquosa em gelo *(Collins, 1979; Diamond, 2001; Hurai, 2010)*.

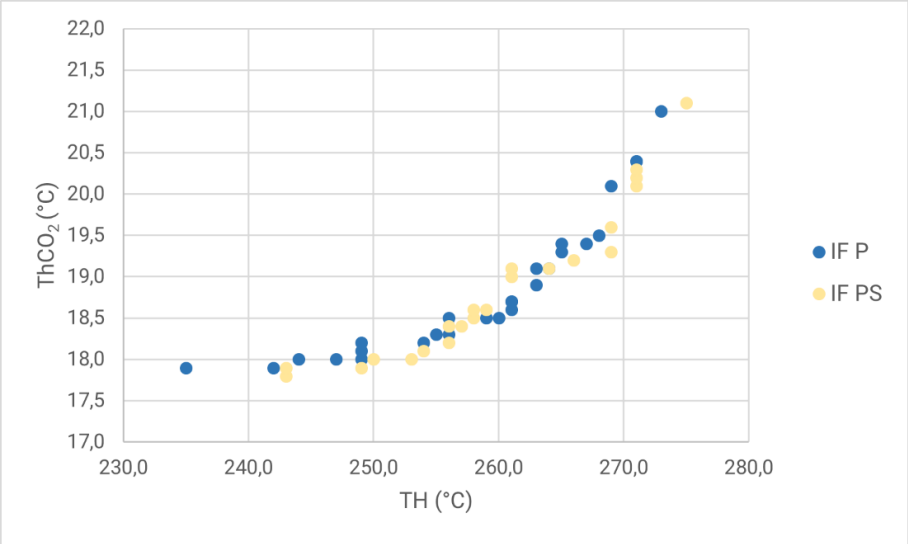


Figura 576 – Projeção binária dos valores de $ThCO_2$ vs. TH relativos às IF e PS analisadas no QzIIA.

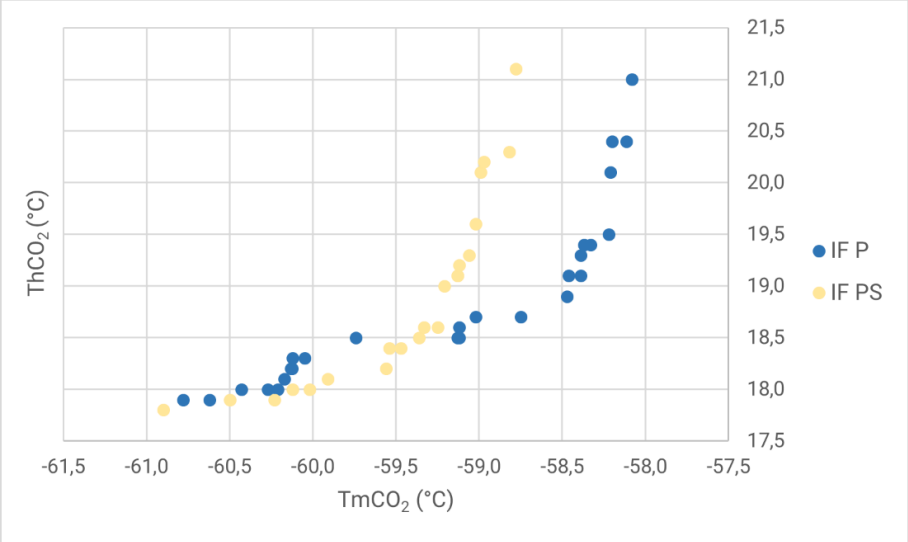


Figura 577 – Projeção binária dos valores de $ThCO_2$ vs. $TmCO_2$ relativos às IF e PS analisadas no QzIIA.

Os valores dos intervalos de temperatura determinados para TH nas IF P (235 a 300°C) e PS (243 a 301°C) no QzIIA, são intervalos muito semelhantes, embora as IF P demonstrem um limite mínimo ligeiramente inferior. Existe igualmente similaridade nos valores médios de TH apurados nas IF P (273,1°C) e nas IF PS (275,5°C), também neste caso com as IF P a demonstrarem um valor médio ligeiramente mais baixo.

Os resultados dos dados microtermométricos obtidos nas IF S analisadas no QzIIA, nomeadamente Tmice e TH, mostram que os fluidos aprisionados são distintos das restantes IF P e PS. O intervalo de Tmice apurado (-2,1 a -0,9°C) mostra que se trata de fluidos menos salinos, embora exibam temperaturas que demostram a presença de

solutos como o NaCl. As salinidades destas IF S foram determinadas usando a tabela de salinidades correspondentes aos pontos de fusão do gelo, para fluidos do sistema H_2O-NaCl, de *Bodnar (1993)*, do qual foi apurado um intervalo compreendido entre1,57 a 3,55 wt%NaCl, com um valor médio de 2,32 wt%NaCl. Estes valores do intervalo de salinidade encontram-se abaixo dos 26,5 Wt%NaCl, indicando que estes fluidos não deverão conter halite *(Knight & Bodnar, 1989; Bodnar, 1994; MacInnis & Bodnar, 2014)*. A projeção dos valores de Tmice vs. TH *(Figura 578)* mostra uma assinável correlação positiva entre a diminuição do valor de Tmice no sentido de temperaturas mais baixas, mostrando um aumento da salinidade com o arrefecimento, uma correlação também observada nos casos das IF S no QzIA e no QzIB. Tal como discutido previamente, o aumento de salinidade com o arrefecimento, em fluidos do sistema H_2O-NaCl, tem vindo a ser interpretada como resultado de modificações/reequilíbrios pós-aprisionamento, nomeadamente desencadeados por perda diferencial de H_2O por difusão e perdas no volume total da IF por difusão do quartzo no volume da inclusão pré-existente *(Doppler et al., 2013; Bakker & Doppler, 2013, 2014, 2016; Klyukin et al., 2019; Lecumberri-Sanchez et al., 2020)*. Tal como explicam *Doppler & Bakker (2013, 2014)*, as IF de dimensão menor e mais regular, a são menos afetadas por fenómenos de alterações ou reequilíbrios pós-aprisionamento, e que são maioritariamente desencadeadas por diferenças de profundidade, e consequentemente modificações das condições P-T. De modo a testar a possibilidade de estarmos presente este tipo de situação, e tal como efetuado anteriormente nas IF S presentes no QzIA e QzIB, procedeu-se à projeção dos valores de Salinidade vs. Dimensão presentes na *Figura 579*. Verifica-se, pelas projeções, que de modo semelhante aos casos anteriormente citados, existe uma correlação nítida entre o aumento de salinidade (diminuição de Tmice) com o aumento da dimensão das IF. Deste modo, é possível, que o aumento da salinidade com o abaixamento de TH, esteja relacionado com alterações pós-aprisionamento, até porque esta tipologia de IF exibe geometrias por vezes muito irregulares, sobretudo nas IF de maior dimensão. De referir ainda, a semelhança entre as IF S analisadas no QzIA, QzIB e QzIIA no que toca aos parâmetros de Tmice, TH, baixa salinidade e aumento da salinidade com o arrefecimento.

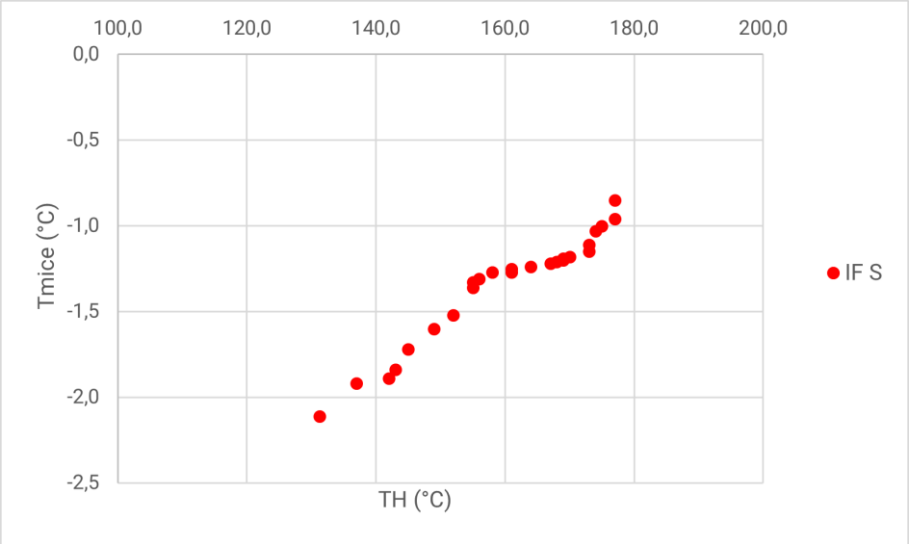


Figura 578 – Projeção binária dos valores de Tmice vs. TH relativos às IF S analisadas no QzIIA.

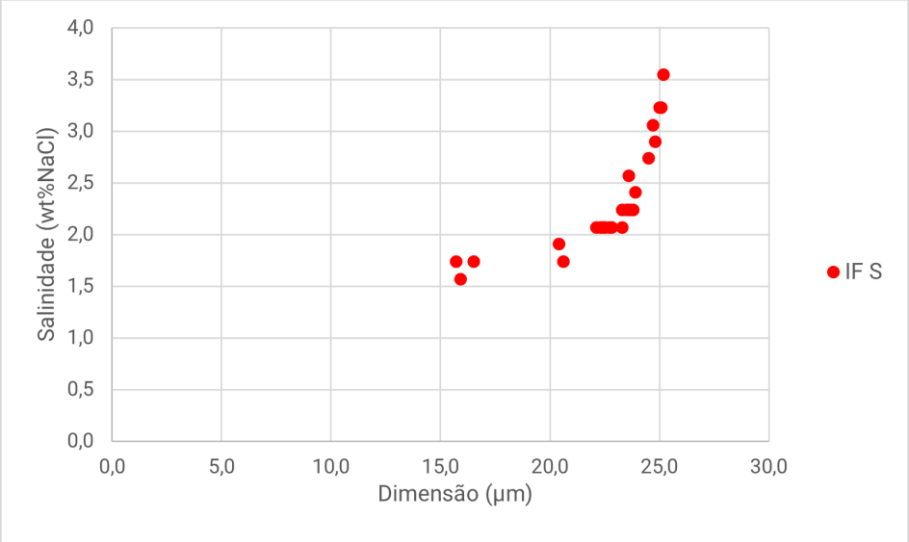


Figura 579 – Projeção binária dos valores de Salinidade vs. Dimensão relativos às IF S analisadas no QzIIA.

Os ensaios microtermométricos levados a cabo nas IF P e PS presentes no QzIIB demonstram intervalos de $TmCO_2$, evidenciam a presença de outros voláteis além do CO_2, sendo intervalos de temperatura muito próximos e similares entre si (-60,3 a -57,0°C e -60,1 a -57,1°C respetivamente), assim como os valores médios de $TmCO_2$ são igualmente próximos (-58,6°C e -58,5°C respetivamente). Para além disto, e em comparação com as IF P e PS analisadas no QzIIA, existe uma grande proximidade dos valores dos intervalos de temperatura e dos valores médios de $TmCO_2$ encontrados nas IF P e PS analisadas no QzIIB. Esta semelhança não é anormal, já que ambas as tipologias de quartzo são contemporâneas do episódio de deposição de diversos

sulfuretos no depósito de Ervedosa, embora o QzIIB seja mais tardio e tenha menos expressão face ao QzIIA. Os intervalos de $TmCO_2$ encontrados nas IF P e PS no QzIIB apontam, de modo semelhante às suas homólogas no QzIIA, que o CO_2 será a espécie volátil dominante nestas IF. A projeção dos valores de temperatura de $TmCO_2$ vs. TH *(Figura 580)* mostra, tal como até aqui vem sendo observado, uma clara correlação positiva entre parâmetros, delineando um enriquecimento em outros voláteis além do CO_2 com o arrefecimento, e que conforme discutido, deverá representar o evoluir da interação dos fluidos com o encaixante metassedimentar/granítico.

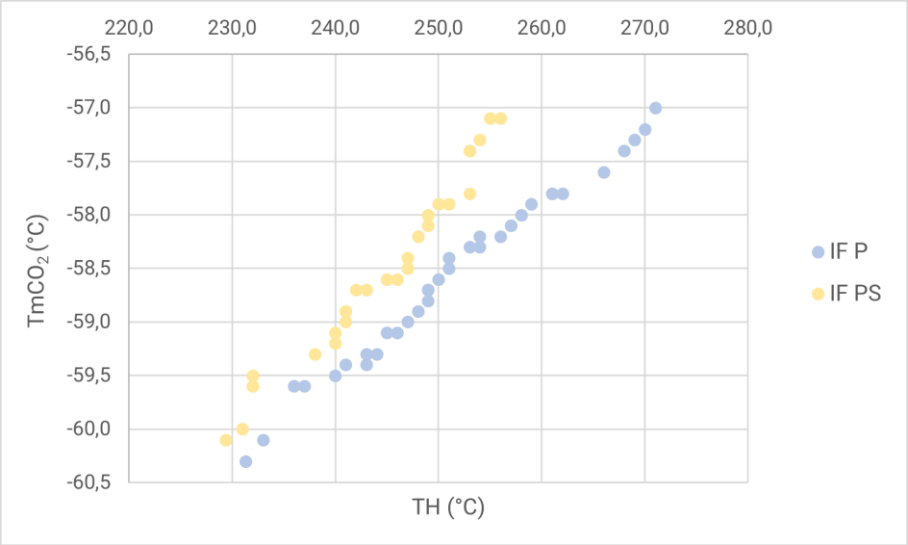


Figura 580 – Projeção binária dos valores de $TmCO_2$ vs. TH relativos às IF e PS analisadas no QzIIB.

Os intervalos de temperaturas relativos a Tmice nas IF P (-2,2 a -0,8°C) e PS (2,4 a -0,9°C) analisadas no QzIIB são muito semelhantes entre si, tal como ao nível dos valores médios, igual a -1,5°C no caso das IF P e de -1,6°C no caso das IF PS. Os valores de Tmice apurados nestas IF indicam a presença de solutos como o NaCl em solução. Quando comparativamente com os intervalos de temperaturas e valores médios de Tmice apurados nas IF P e PS no QzIIA, verifica-se um aumento ligeiro (≈ 1,0°C) de Tmice nas IF P e PS no QzIIB face às primeiras, denotando uma diluição dos fluidos e diminuição da salinidade. A projeção dos valores de Tmice vs. TH *(Figura 581)*, demonstram a correlação positiva entre parâmetros que até aqui tem vindo a ser notada, de um aumento da salinidade com a diminuição da temperatura, representativa da partição de componentes não voláteis como o NaCl, embora a salinidade dos fluidos tenha vindo no geral a diminuir com a evolução e arrefecimento do sistema.

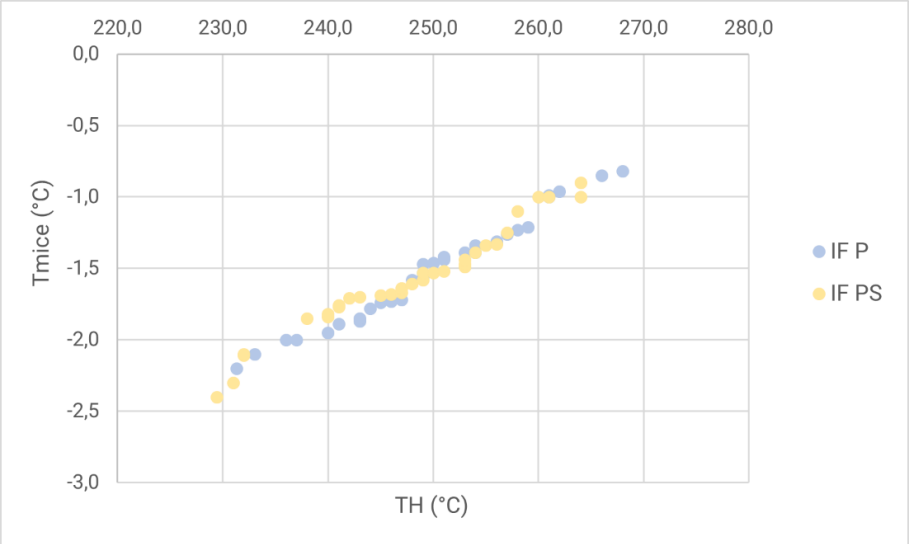


Figura 581 – Projeção binária dos valores de Tmice vs. TH relativos às IF e PS analisadas no QzIIB.

Os intervalos de temperatura de TmCl determinados nas IF P (6,9 a 10,3°C) e PS (7,2 a 10,2°C) no QzIIB mostram igualmente grande semelhança, assim como ao nível dos valores médios de 8,5°C no caso das IF P e 8,7°C no caso das IF PS. Comparativamente com as IF P e PS estudadas no QzIIA, as IF P e PS no QzIIB apresentam um intervalo de temperaturas mais restrito e que não vão além dos 10,2°C, enquanto nas IF do primeiro caso os valores máximos de TmCl ultrapassam em alguns casos os 12,0°C. Apesar destes intervalos mais restritos das IF P e PS no QzIIB, os valores médios de TmCl nestas IF são muito semelhantes aos valores médios encontrados nas IF P e PS do QzIIA, demonstrando de certa forma não terão existido grandes variações composicionais em termos de voláteis nos fluidos desde a precipitação do QzIIA até à precipitação do QzIIB, como já demonstram, também, os valores de $TmCO_2$ apurados nestas IF. Os intervalos de temperatura de TmCl nas IF P e PS no QzIIB, ocorrem, em ambos os casos acima dos 0,0°C, indicando a presença de CO_2 *(Moore et al., 1992)*. Para além disto, alguns dos valores de TmCl ocorrem acima dos 10,0°C, e que de acordo com os trabalhos de *Collins (1989)* e *Seitz (1987)*, é indicadora da presença de outros gases para além do CO_2, confirmado pelos valores de $TmCO_2$ obtidos. Para além disto, tal como nas situações anteriores a elevação dos TmCl com o aumento de TH *(Figura 582)* estará relacionada com a abundância relativa de CO_2 no fluido, com os valores de TmCl mais baixos a serem registados em IF com valores de $TmCO_2$ mais baixos *(Figura 583)*, e, portanto, mais ricas em outros voláteis, responsáveis pela formação de clatratos híbridos, que levam consequentemente ao abaixamento dos valores de TmCl *(Collins, 1979, 1989)*.

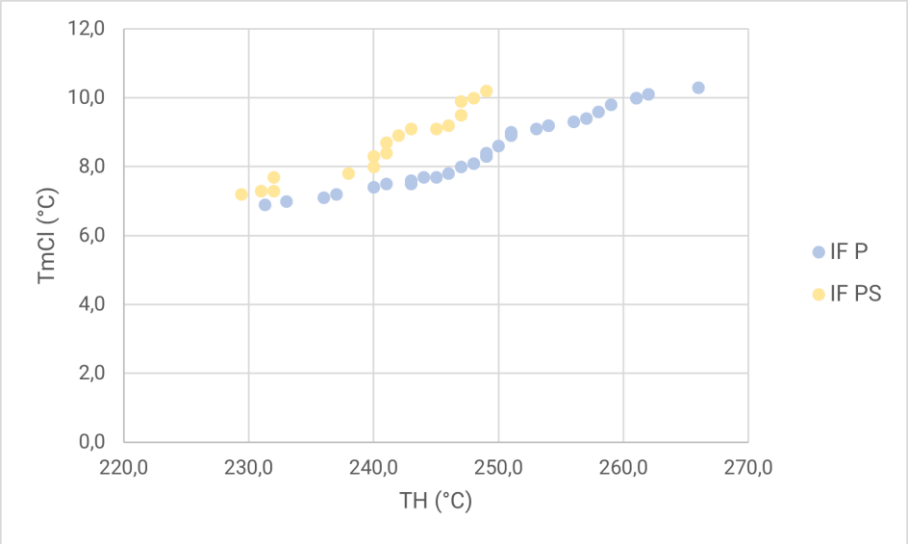


Figura 582 – Projeção binária dos valores de TmCl vs. TH relativos às IF e PS analisadas no QzIIB.

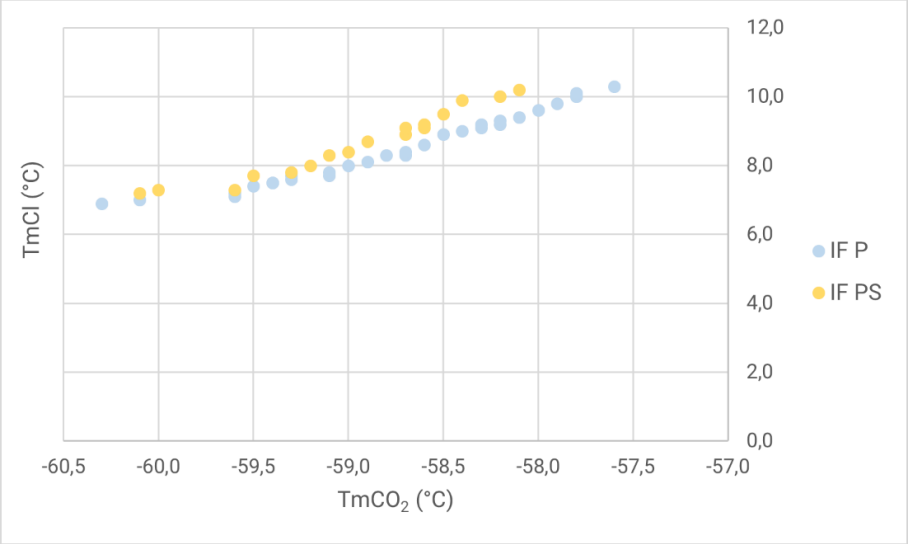


Figura 583 – Projeção binária dos valores de TmCl vs. $TmCO_2$ relativos às IF e PS analisadas no QzIIB.

No que toca aos intervalos de temperatura relativos a $ThCO_2$ nas IF P (18,0 – 19,3°C) e PS (18,0 a 19,4°C) no QzIIB, também neste parâmetro existe grande semelhança entre os fluidos aprisionados numa e noutra tipologia de IF, sendo o valor médio igual a 18,5°C em ambos os casos. Os intervalos de $ThCO_2$ determinados projetam-se acima dos 17,8°C, o valor de temperatura de homogeneização do CO_2 puro *(Parry, 1986)*. A projeção dos valores de temperatura de $ThCO_2$ vs. Th *(Figura 584)* relativos a estas IF, mostram, tal como em casos anteriores uma correlação positiva entre ambos os parâmetros, com as IF P e PS que exibem valores mais baixos de $ThCO_2$ a mostrar

valores de TH também mais baixos, e vice-versa, denotando um enriquecimento em voláteis com o arrefecimento, confirmado pela projeção $ThCO_2$ vs. $TmCO_2$ *(Figura 585)*, que denota valores de $ThCO_2$ mais baixos tanto quanto mais baixo é $TmCO_2$. Tal como discutido previamente, os valores de $ThCO_2$ mais baixos são essencialmente atribuídos à presença de outros componentes voláteis como o CH_4, N_2 e H_2 *(Kooi et al., 1998; Lu et al., 2022)*.

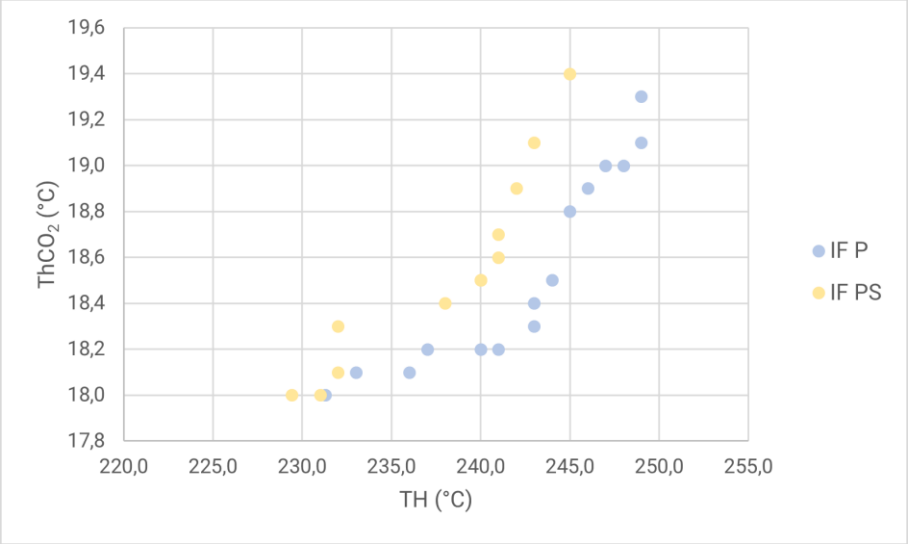


Figura 584 – Projeção binária dos valores de $ThCO_2$ vs. TH relativos às IF e PS analisadas no QzIIB.

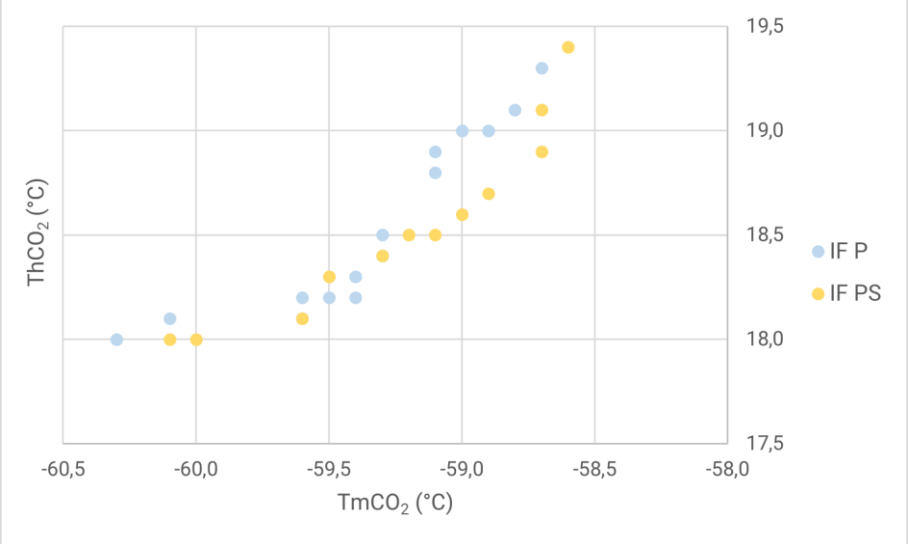


Figura 585 – Projeção binária dos valores de $ThCO_2$ vs. $TmCO_2$ relativos às IF e PS analisadas no QzIIB.

Os ensaios de termometria levados a cabo nas IF P e PS no QzIIB permitiram determinar intervalos de TH, também aqui, muito próximos e semelhantes (231 a 281°C no caso da IF P e 229 a 270°C), embora nas IF PS o valor de TH máximo é inferior em cerca de 11°C comparativamente ao valor máximo nas IF P. São igualmente próximos os valores médios de TH nas IF P (255,5°C) e nas IF PS (249,9°C), embora ligeiramente superior nas primeiras.

Os ensaios microtermométricos levados a cabo nas IF S selecionadas no QzIIB permitiram apurar um intervalo de Tmice situado entre -2,0 e -0,8°C, com uma média das temperaturas de -1,4°C, indicando a presença de solutos em solução. Ao atentarmos ao intervalo e valor médio obtido, existe grande similaridade dos fluidos contidos nestas inclusões, com os fluidos estudados nos restantes casos de IF S analisadas nas diferentes gerações de quartzo. As salinidades destas IF S foram determinadas usando a tabela de salinidades correspondentes aos pontos de fusão do gelo, para fluidos do sistema H_2O-NaCl, de *Bodnar (1993*), tendo sido apurado um intervalo de salinidade situado entre 1,40 e 3,39 wt%NaCl, bem como um valor médio de 2,32 wt%NaCl, pelo que estes valores se situam abaixo dos 26,5 Wt%NaCl, indicando que estes fluidos não deverão conter halite *(Knight & Bodnar, 1989; Bodnar, 1994; MacInnis & Bodnar, 2014)*. A projeção dos valores de Tmice vs. TH *(Figura 586)* mostra também neste caso uma correlação positiva entre a diminuição da temperatura e a diminuição dos valores de Tmice (i.e., aumento de salinidade). Tal como discutido previamente, o aumento de salinidade com o arrefecimento, em fluidos do sistema H_2O-NaCl, tem vindo a ser interpretada como resultado de modificações/reequilíbrios pós-aprisionamento, nomeadamente desencadeados por perda diferencial de H_2O por difusão e perdas no volume total da IF por difusão do quartzo no volume da inclusão pré-existente *(Doppler et al., 2013; Bakker & Doppler, 2013, 2014, 2016; Klyukin et al., 2019; Lecumberri-Sanchez et al., 2020)*. De acordo com *Doppler & Bakker (2013, 2014)*, as IF de dimensão menor e mais regular, a são menos afetadas por fenómenos de alterações ou reequilíbrios pós-aprisionamento, e que são maioritariamente desencadeadas por diferenças de profundidade, e consequentemente modificações das condições P-T. De modo a testar a possibilidade de estarmos presente este tipo de situação, e tal como efetuado anteriormente nas IF S em outras gerações de quartzo, procedeu-se à projeção dos valores Salinidade vs. Dimensão *(Figura 587)*, que demostram uma correlação positiva entre ambos os parâmetros considerados, embora não seja definida uma correlação tão definida como em outros casos. No entanto, a correlação mostra que é possível que as IF S presentes no QzIIB possam ter sido

reequilibradas, já que se verifica que as IF de maior dimensão e mais irregulares são aquelas que mostram valores mais elevados de salinidade.

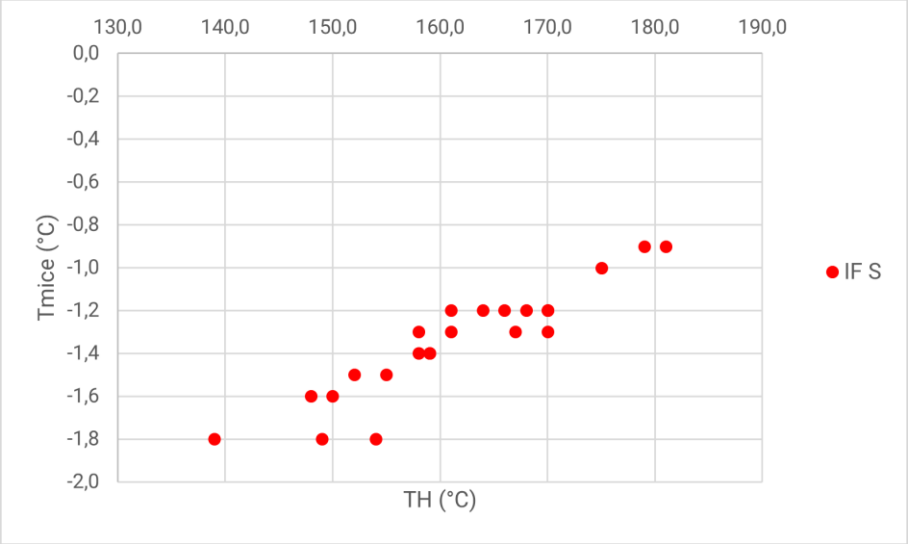


Figura 586 – Projeção binária dos valores de Tmice vs. TH relativos às IF S analisadas no QzIIB.

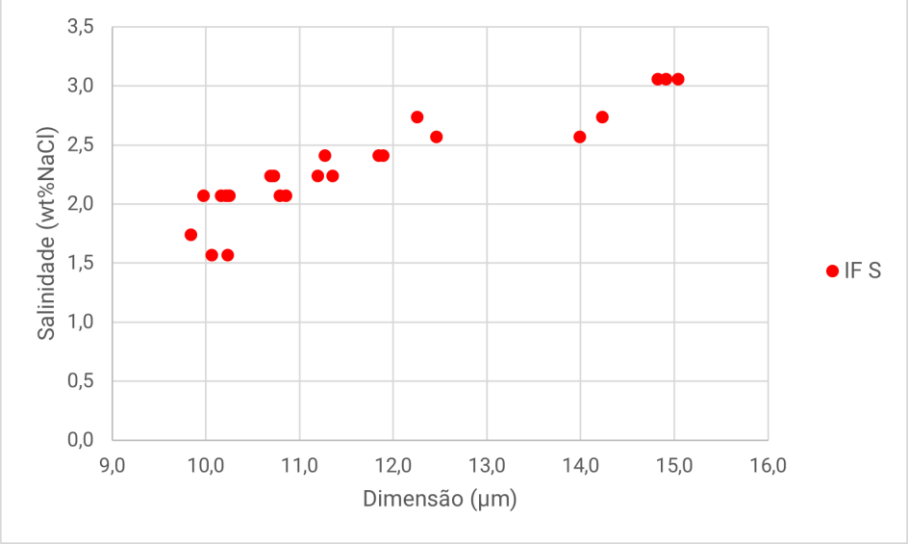


Figura 587 – Projeção binária dos valores de Salinidade vs. Dimensão relativos às IF S analisadas no QzIIB.

O intervalo de temperaturas determinado para TH nestas IF S (121,0 a 173,0°C), bem como o valor médio das temperaturas (144,7°C), mostram que se trata de fluidos tardios aprisionados a temperaturas relativamente baixas. Para além dos valores de TH, os valores de Tmice, salinidade, bem com as características petrográficas destas IF S, mostram grande semelhança com as IF S estudadas em outras gerações de quartzo do

depósito de Ervedosa, pelo que é plausível que as várias IF S analisadas possam corresponder a um mesmo evento de circulação de fluidos tardios H_2O-NaCl, e que poderão ter afetado as diferentes gerações de quartzo reconhecidas.

10.4.1.4. Qz III (IF P)

Os ensaios criométricos levados a cabo nas IF P selecionadas no QzIII estéril revelaram um intervalo de Tmice situado entre os -2,2 e -0,6°C, bem como o valor médio apurado de -1,3°C, indicam a presença de solutos como o NaCl. Fazendo recurso da tabela de salinidades correspondentes aos pontos de fusão do gelo, para fluidos do sistema H_2O-NaCl, de *Bodnar (1993)*, foi determinado um intervalo de salinidade situado entre 1,05-3,71 wt%NaCl, assim como um valor médio de 2,82 wt%NaCl, pelo que podem ser considerados fluidos pouco salinos e que teoricamente não deverão conter halite, já que os valores de salinidade se encontram longe dos 26,5 wt%NaCl *(Knight & Bodnar, 1989; Bodnar, 1994; MacInnis & Bodnar, 2014)*. Para além da similaridade a nível petrográfico, existe grande similaridade dos valores dos intervalos de temperatura e dos valores médios de Tmice nestas IF P com as IF S analisadas noutras gerações de quartzo, o comportamento dos fluidos aprisionados nas IF P no QzIII é idêntico, já que a projeção de Tmice vs. TH demonstra visível correlação positiva entre Tmice e TH *(Figura 588)*, denotando ter existido um aumento da salinidade destes fluidos com a diminuição da temperatura. Tal como fora já discutido, este comportamento pode por um lado refletir a partição de solutos como o NaCl no decorrer da evolução do fluido no sentido de temperaturas mais baixas *(Wilkinson, 2001)*, como pode indicar reequilíbrios/ modificações pós-aprisionamento *(Doppler et al., 2013; Bakker & Doppler, 2013, 2014, 2016; Klyukin et al., 2019; Lecumberri-Sanchez et al., 2020)*. De modo a melhor compreender se poderão ter ocorrido reequilíbrios que justifiquem este comportamento, e tomando como premissa o trabalho de *(Bakker & Doppler, 2013, 2014)*, que defende que IF de dimensão mais reduzida e de geometria mais regular são menos vulneráveis a este fenómeno, foram projetados os valores de Salinidade vs. Dimensão *(Figura 589)*. Fica evidente pela projeção que, à semelhança das IF S aquosas analisadas nas diferentes gerações de quartzo presentes em Ervedosa, que para além da similaridade petrográfica, dos valores de Tmice e salinidade, estas IF comportam-se se modo semelhante no que toca à redução de Tmice com a descida de TH, evidenciando também ter sofrido em certo grau de reequilíbrios pós-aprisionamento.

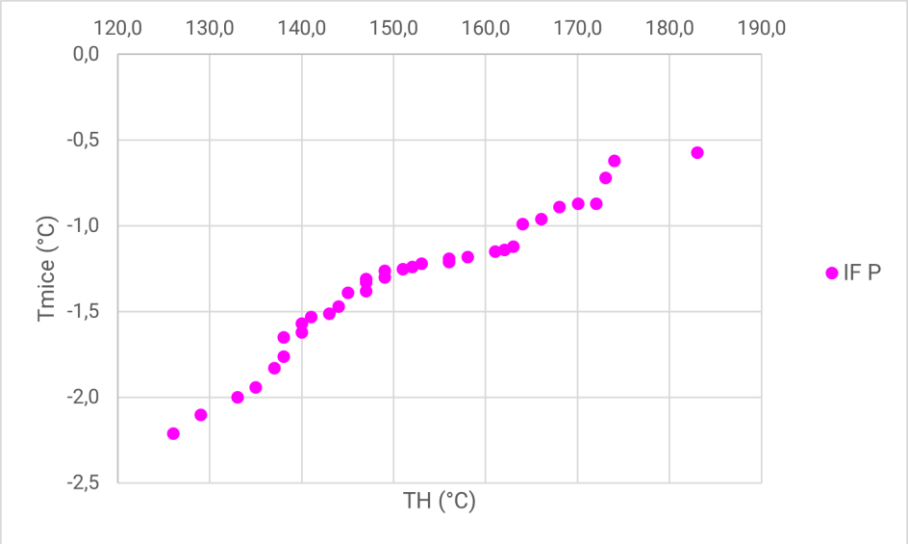


Figura 588 – Projeção binária dos valores de Tmice vs. TH relativos às IF P analisadas no QzIII.

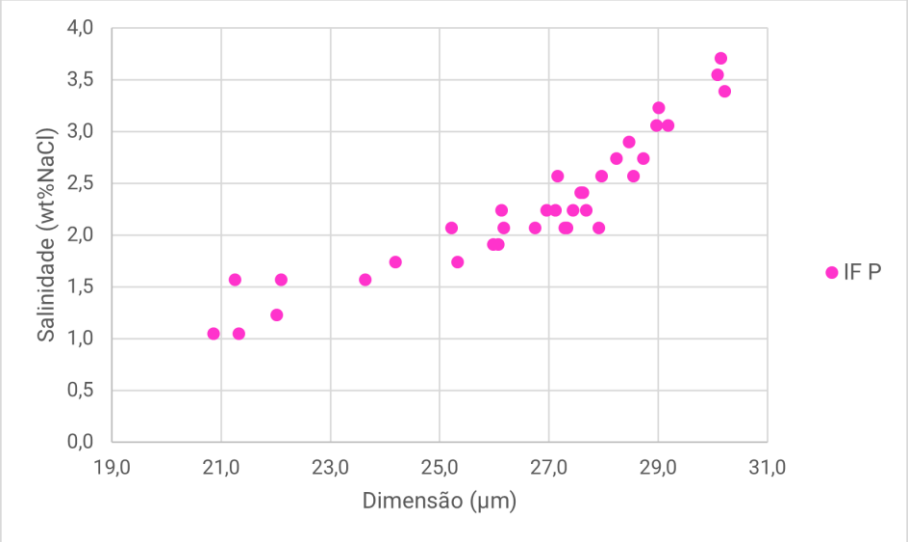


Figura 589 – Projeção binária dos valores de Salinidade vs. Dimensão relativos às IF P analisadas no QzIII.

O intervalo de TH determinado nestas IF P no QzIII (126 a 183°C) e o valor médio (151,7°C), mostram que este quartzo precipitou de um fluido a temperaturas relativamente baixas, sendo apreciável, também neste parâmetro, uma semelhança com as IF S analisadas nas diferentes gerações de quartzo presentes no depósito de Ervedosa, pelo que estas semelhanças encontradas poderão traduzir um mesmo evento de fracturação e circulação de fluidos aquosos e do qual resultou o enchimento com quartzo das falhas N-S a NNW-SSE presentes na área, e que terão afetado as mineralogias presentes no depósito de Ervedosa.

10.4.2. Depósito de W de Murçós

10.4.2.1. Scheelite (IF P e PS)

Os ensaios criométricos revelaram intervalos de valores de $TmCO_2$ nas IF P (-63,4 a -59,7°C) e PS (-62,4 a -59,9°C) e valores médios para este parâmetro (-61,5°C e -61,4°C respetivamente), muito próximos entre si, e indicando a presença de outros voláteis para além do CO_2, já que em ambos os casos $TmCO_2$ ocorre abaixo de -56,6°C. De ressalvar, apenas, que nas IF P o limite inferior de $TmCO_2$ é ligeiramente mais baixo que nas IF PS, podendo eventualmente indicar uma maior abundância de voláteis como o CH_4 ou N_2 nas IF P. A projeção dos valores de $TmCO_2$ vs. TH *(Figura 590)* coloca em evidência, quer no caso das IF P quer PS, uma notória correlação inversa entre $TmCO_2$ e TH, com o primeiro a aumentar à medida que TH decresce. Esta evidência, sugere por que o fluido mineralizante foi ao longo do processo de arrefecimento interagindo ou com as rochas metassedimentares encaixantes e a matéria orgânica nelas contido, levando à sua redução e libertação de CH_4 e em menor grau N_2, e/ou graníticas, onde a sua origem está ligada à decomposição térmica de minerais como feldspatos, micas e argilas contendo NH_4, em condições magmáticas e de metamorfismo prógrado *(Anderson et al., 1989, 1990, 1991, 1995; Williams et al., 1992)*. No entanto, o N_2 corresponde a um volátil comum presente em muitos tipos de rochas, desde rochas graníticas, sedimentares diagenéticas até rochas metamórficas de alto grau *(Dubessy e Ramboz, 1986)*. Diferentes trabalhos, têm vindo a reconhecer a presença de N_2 nos fluidos mineralizantes em contextos metamórficos hidrotermais e a ocorrência de scheelite como estando proximamente associados *(Durisova et al., 1992; Antona et al., 1994; Wang et al., 2018)*.

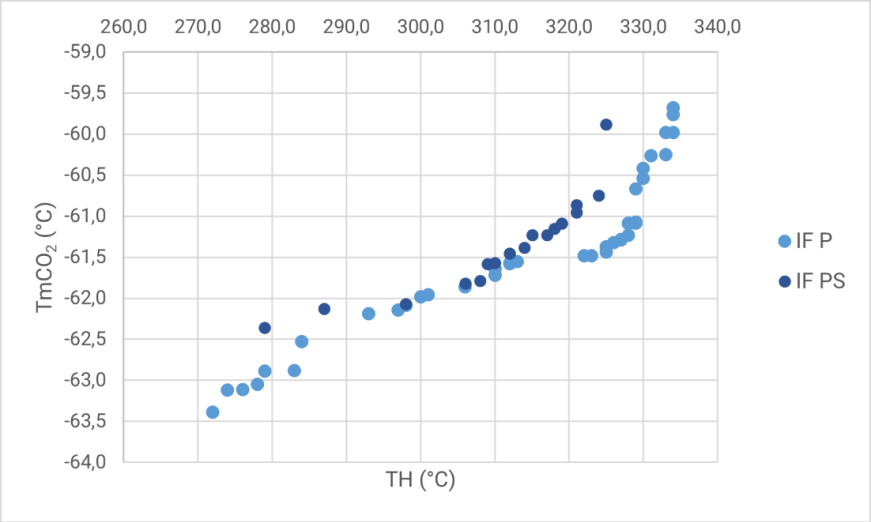


Figura 590 – Projeção binárias relativa aos valores de $TmCO_2$ vs. TH apurados nas IF P e PS analisadas.

No que toca a Tmice, os intervalos obtidos para as IF P (-5,5 a -2,6°C) e PS (-5,3 a -2,6°C), assim como os valores médios (-4,1°C e -4,0°C respetivamente), são muito próximos entre si, revelando em ambas as situações a presença de solutos como o NaCl. A projeção dos valores de Tmice vs. TH *(Figura 591)* demonstra uma clara correlação positiva, onde os valores de Tmice são progressivamente mais baixos conforme TH assume igualmente valores também mais baixos, pondo em evidência um aumento da salinidade com o progresso do arrefecimento. Tal como discutido previamente, o aumento progressivo da salinidade com o arrefecimento, reflete uma partição dos solutos não voláteis como o NaCl na fase líquida durante a perda de vapor *(Wilkinson, 2001)*.

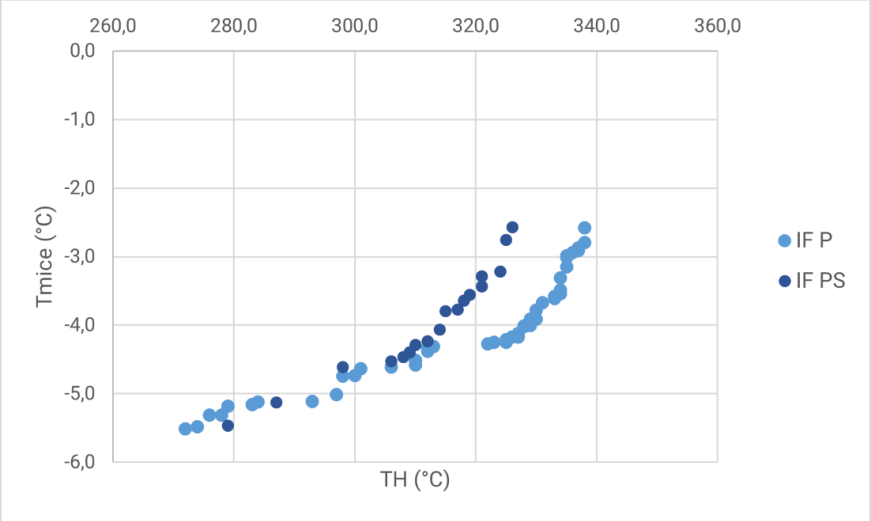


Figura 591 – Projeção binárias relativa aos valores de Tmice vs. TH apurados nas IF P e PS analisadas.

Os intervalos de temperatura de dissociação dos clatratos (TmCl) apurados nas IF P (8,9 a 14,0°C) e PS (10,2 a 12,7°C), assim como os valores médios determinados de 11,2°C e 11,5°C respetivamente, indicam também neste parâmetro, uma grande proximidade entre estas IF, muito embora as IF P exibam um intervalo mais alargado e com um valor máximo mais elevado. O intervalo de valores de TmCl nas IF PS é mais restrito, podendo eventualmente registar uma composição também mais restrita em componentes voláteis, uma vez que o intervalo mais alargado das IF P parece demonstrar maior variabilidade composicional, assim como os seus valores de $TmCO_2$. Os valores de TmCl obtidos nas IF P e PS põem em evidência a presença de CO_2, uma vez TmCl ocorre sempre acima de 0,0°C, e que de acordo com *Moore et al. (1992)*, é típico em IF com teores de CO_2 entre 4-6wt%. Para além do CO_2, os valores de TmCl evidenciam a presença de outras espécies voláteis, já que os valores obtidos em algumas IF analisadas são superiores a 10,0°C, de acordo com o de *Collins (1989)* e *Seitz (1987)*. A comparação dos valores de TmCl com os valores de TH *(Figura 592)* obtidos mostra uma correlação positiva entre ambos, verificando-se o aumento de TmCl com o aumento de TH, já reconhecida nos casos de IF P e PS em minerais do depósito de Ervedosa. Tal como discutido, a presença de outros voláteis, como o CH_4 em fluidos aquosos desloca o ponto de fusão dos clatratos para temperaturas mais baixas de acordo com *Collins (1989)*. No entanto, diferentes trabalhos experimentais *(Seitz & Pasteris, 1990; Belosludov et al., 2018; Gloesener et al., 2021)* em fluidos CO_2-CH_4-N_2 demonstram que, o N_2 quando presente, e ainda que em presente em pequenas quantidades, pode baixar a temperatura de fusão dos clatratos. Na projeção TmCl vs. $TmCO_2$ da *Figura 593*, observa-se uma correlação positiva entre estes parâmetros, com valores de TmCl mais baixos em IF P e PS com $TmCO_2$ com temperaturas mais baixas, e vice-versa, pondo em evidência que a presença de sucessivamente maiores teores em outros voláteis, ainda nesta fase desconhecidos nos fluidos, diminuem o ponto se fusão dos clatratos.

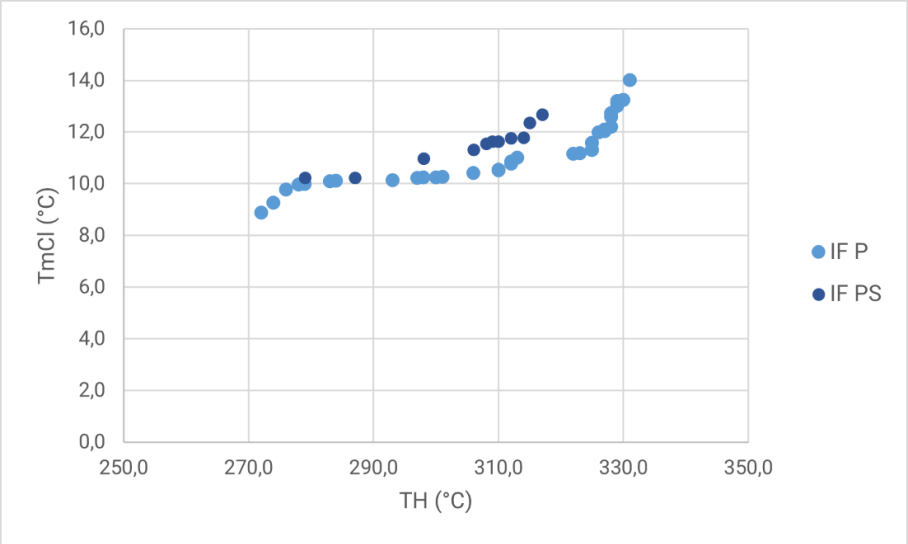


Figura 592 – Projeção binárias relativa aos valores de TmCl vs. TH apurados nas IF P e PS analisadas.

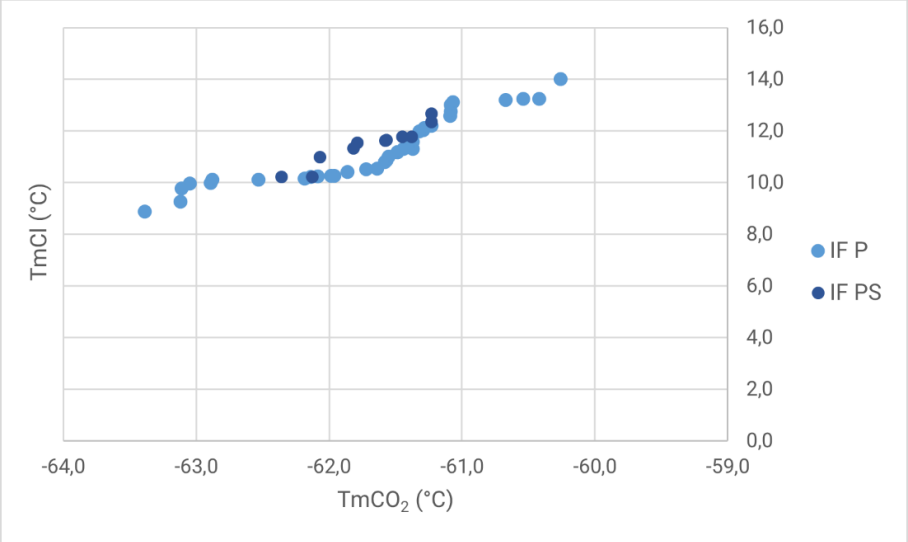


Figura 593 – Projeção binárias relativa aos valores de TmCl vs. $TmCO_2$ apurados nas IF P e PS analisadas.

No que diz respeito aos intervalos de valores de $ThCO_2$ que foram possíveis de apurar nas IF P (1,2 a 4,7°C) e PS (1,8 a 4,8°C), assim como o valor médio (2,9°C e 3,3°C), verifica-se uma proximidade entre os intervalos de temperatura, bem como a nível do valor médio. A semelhança do que havia sido observado na cassiterite de Ervedosa, e dos seus quartzos associados, também na scheelite de Murços, os valores de $ThCO_2$ constituíram medições de grande dificuldade de execução, e onde a transição do CO_2 líquido para a fase de vapor, corresponde a um processo extremamente rápido, onde surge muito momentaneamente um fino menisco de CO_2 líquido, e que rapidamente homogeneíza a temperaturas positivas baixas, não muito distantes dos 0,0°C, e não

observável na maioria das IF. De acordo com diferentes trabalhos, a homogeneização do CO_2 líquido em vapor a temperaturas tão baixas corresponde a um processo complexo, desencadeado presença de outros componentes voláteis como o CH_4, N_2 e H_2 em diferentes concentrações *(Kooi et al., 1998; Lu et al., 2022)* e visto que IF ricas em CO_2 tendem a ter valores de TH mais elevados, por elevação da pressão interna da IF *(van den Kerkhof & Olsen, 1990; Frezzotti & Touret, 2014)*.No entanto, outros fatores que podem influenciar o abaixamento dos valores de $ThCO_2$, tais como a dimensão da inclusão fluida *(Fall et al., 2009)*, a salinidade *(Schmidt et al., 1998; Hurai, 2010)*, bem como a reação das espécies voláteis presentes com hidratos e/ou a transformação de fase aquosa em gelo *(Collins, 1979; Diamond, 2001; Hurai, 2010)*. Para além disto, e visto que os minerais da paragénese da scheelite e a própria scheelite foram afetados por tensão cisalhante na ZCLRM, pelo que não podemos descartar até que ponto estas IF não terão sofrido modificações pós-aprisionamento que possam, em conjuntura com os restantes fatores mencionados, ter contribuído para este comportamento das IF P e PS ao nível de $ThCO_2$. Ao serem projetados os valores de $ThCO_2$ vs. TH *(Figura 594)* observa-se uma correlação positiva entre os parâmetros considerados, onde os valores de $ThCO_2$ são progressivamente mais baixos conforme a os valores de TH são também cada vez mais baixos, denotando um enriquecimento em outros voláteis com o arrefecimento do fluido. Por outro lado, a projeção de $ThCO_2$ vs. $TmCO_2$ *(Figura 595)*, evidencia igualmente uma correlação positiva entre ambos os parâmetros, com os valores de $ThCO_2$ a serem progressivamente mais baixos conforme os valores de $TmCO_2$ são também mais baixos, confirmando a influência da adição/enriquecimento em outros voláteis além do CO2, no abaixamento dos valores de $ThCO_2$.

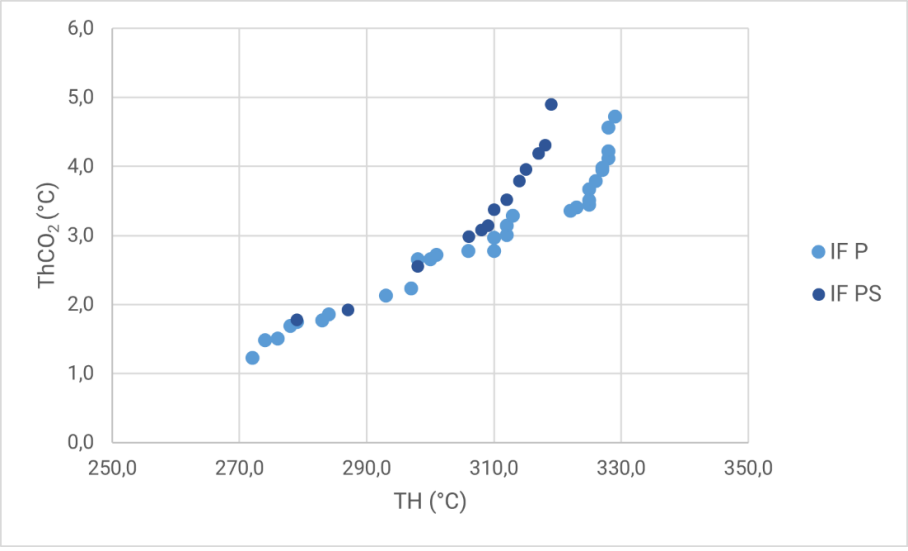


Figura 594 – Projeção binárias relativa aos valores de $ThCO_2$ vs. TH apurados nas IF P e PS analisadas.

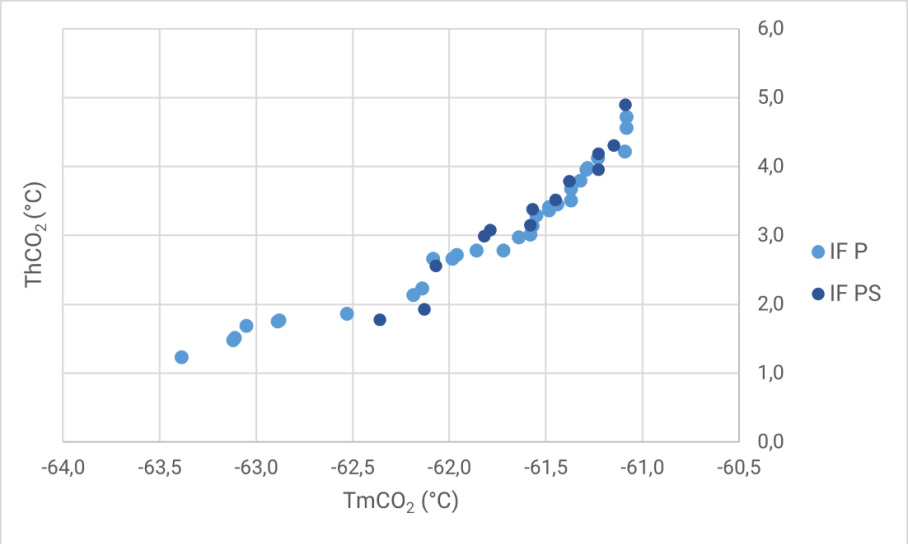


Figura 595 – Projeção binárias relativa aos valores de $ThCO_2$ vs. $TmCO_2$ apurados nas IF P e PS analisadas.

Os ensaios de termometria forneceram intervalos de temperatura de homogeneização global (TH) de 272 a 340°C para as IF P e de 279 a 334°C para as IF PS, assim como valores médios de 318,8°C e 315,7°C respetivamente. Estes intervalos de TH são muito semelhantes em si, assim como os valores médios obtidos, embora as IF P mostram uma maior tendência para exibirem valores de TH ligeiramente mais elevados.

10.4.2.2. Quartzo IA e IB (IF P, PS e S)

Os estudos criométricos levados a cabo nas IF P e PS presentes no QzIA, contemporâneo da deposição da scheelite, forneceram intervalos de $TmCO_2$ muito semelhantes e próximos entre si (-61,5 a -58,1°C e -60,5 a -58,7°C respetivamente), assim como valores médios igualmente próximos (-59,8 e -59,6°C respetivamente), mostrando uma grande semelhança entre os fluidos aprisionados nestas IF e a presença de outros voláteis alem do CO_2. Apesar da proximidade dos valores, as IF P apresentam um valor mínimo de $TmCO_2$ cerca de 1°C mais baixo face às IF PS, bem como um valor médio ligeiramente mais baixo, indicando que as IF P serão ligeiramente mais ricas em voláteis que não o CO_2. Quando em comparação com os valores dos intervalos de temperatura e valor médio de $TmCO_2$ obtidos nas IF P e PS analisadas na scheelite, é evidente a diferença no que toca ao aumento de $TmCO_2$ no QzIA, com as IF P e PS na scheelite a serem notavelmente mais ricas em outros voláteis além do CO_2. Isto poderá, eventualmente, dar uma indicação que uma diminuição do grau de interação do fluido mineralizante com as rochas metassedimentares e/ou granitoides encaixantes. A

projeção de TmCO vs. TH *(Figura 596)*, revela a mesma correlação inversa de diminuição dos valores de $TmCO_2$ com a diminuição de TH, notada no caso das IF P e PS presentes na scheelite, e que constitui uma evidência que também estes fluidos foram progressivamente enriquecendo em voláteis além do CO_2 com o processo de arrefecimento, evidência a continuação da interação fluido-rocha, ainda que como visto, em grau menor do que no caso dos fluidos que deram origem à scheelite.

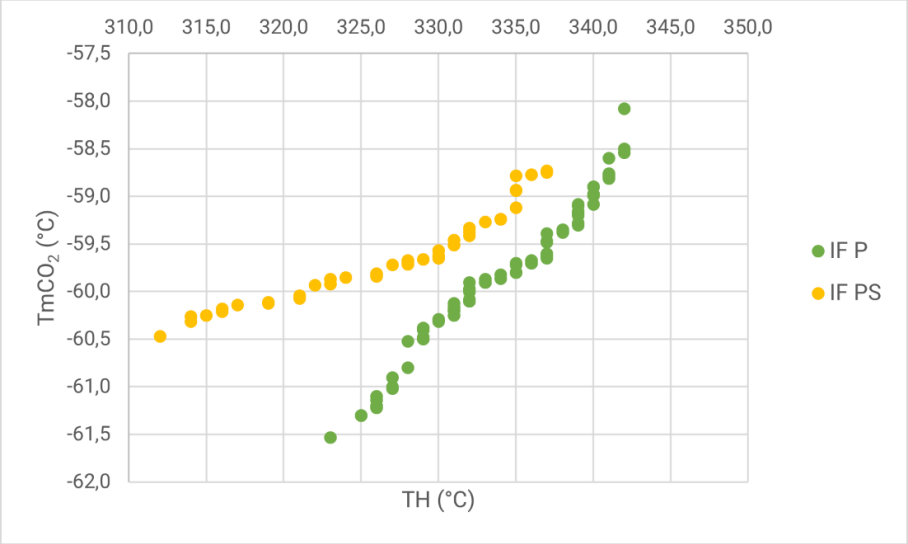


Figura 596 – Projeção binárias relativa aos valores de $TmCO_2$ vs. TH apurados nas IF P e PS analisadas no QzIA.

Os intervalos de Tmice obtidos nas IF P (-6,0 a -2,7°C) e nas IF PS (-5,8 a -2,1°C), assim como os valores médios de Tmice (-4,3°C e -4,1°C respetivamente), indicam que em ambos os casos existem solutos como o NaCl em solução. Ambas as tipologias de IF mostram intervalos e valores médios de Tmice muito próximos entre si, e que quando comparados com os valores de Tmice obtidos nas IF P e PS na scheelite, mostram um leve incremento de salinidade do fluido. A projeção dos valores de temperatura relativos a Tmice vs. TH *(Figura 597)* mostram evidência, uma vez mais, uma correlação de diminuição dos valores de Tmice com a diminuição de TH, pondo em evidência um aumento de salinidade com a diminuição da temperatura do fluido, demonstrando a partição de solutos como o NaCl com a perda de vapor.

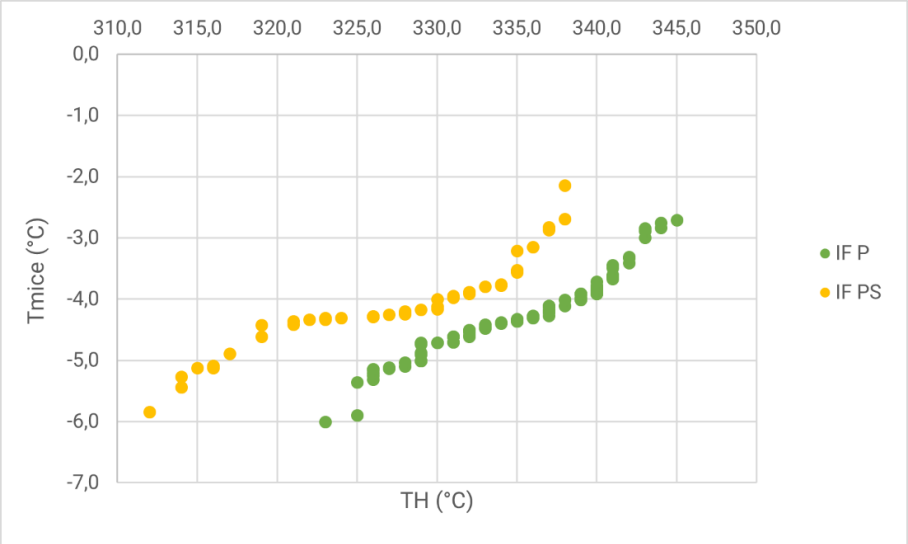


Figura 597 – Projeção binárias relativa aos valores de Tmice vs. TH apurados nas IF P e PS analisadas no QzIA.

Os intervalos de $ThCO_2$ para as IF P (2,1 a 5,3°C) e nas IF PS (2,4 a 5,0°C), assim como os valores médios determinados (3,7°C e 3,4°C respetivamente), evidenciam tal como no caso da scheelite, que a homogeneização do CO_2 líquido se comporta de modo semelhante como observado nas IF P e PS analisadas na scheelite. Tal como discutido anteriormente, valores baixos de $ThCO_2$ são o resultado de uma conjugação de fatores, fatores como a presença de outros voláteis, a salinidade ou mesmo a geometria das IF. Insiste-se igualmente neste caso na premissa que tal como a scheelite, o QzIA foi afetado pela deformação cisalhante induzida pela ZCLRM, pelo que desconhecemos atá à data qual a implicação da deformação neste caso. A projeção dos valores de $ThCO_2$ vs. TH *(Figura 598)*, mostra uma nítida correlação positiva entre ambos os parâmetros, evidenciando uma diminuição de $ThCO_2$ paralela à diminuição de TH e vice-versa, indicando um enriquecimento em voláteis além do CO_2 com a diminuição da temperatura, comprovado pela projeção $ThCO_2$ vs $TmCO_2$ *(Figura 599)*.

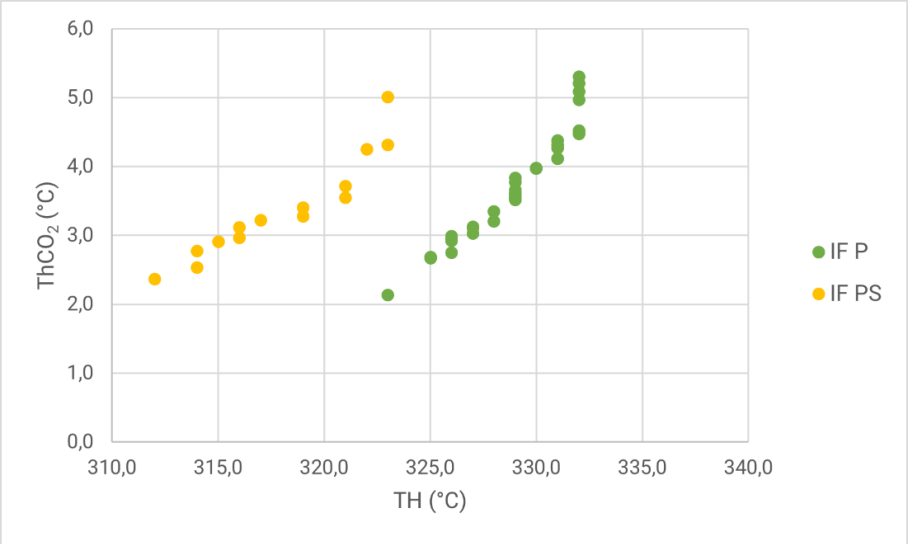


Figura 598 – Projeção binárias relativa aos valores de $ThCO_2$ vs. TH apurados nas IF P e PS analisadas no QzIA.

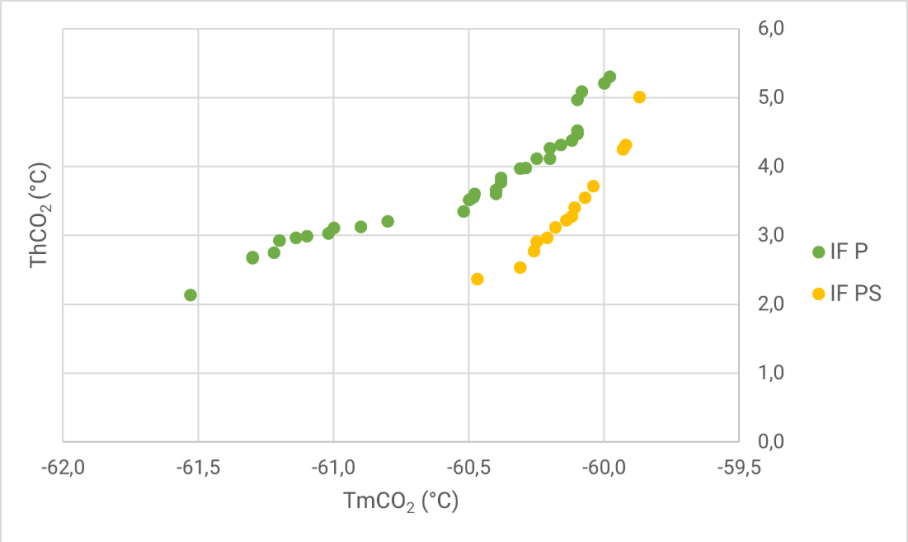


Figura 599 – Projeção binárias relativa aos valores de $ThCO_2$ vs. $TmCO_2$ apurados nas IF P e PS analisadas no QzIA.

Relativamente aos intervalos de temperatura de TmCl obtidos nas IF P (8,6 a 13,1°C) e nas IF PS (8,6 a 12,4°C), assim como os valores médios determinados (10,6°C e 11,0°C), verifica-se que os valores de TmCl ocorrem acima de 0,0°C, e que de acordo com *Moore et al. (1992)*, é típico em IF com teores de CO_2 entre 4-6wt%. Em adição ao CO_2, os valores de TmCl indicam a presença de outras espécies voláteis, dado que os valores obtidos em algumas IF analisadas são superiores a 10,0°C *(Collins, 1989; Seitz, 1987)*, sendo que esta era já uma constatação efetiva dados os valores de $TmCO_2$ obtidos. Tal como discutido previamente, a presença de outros voláteis além do CO_2 tendem a diminuir o ponto de dissociação dos clatratos para temperaturas mais baixas,

ao par de outros fatores que podem ter influência, como a salinidade. A projeção dos valores de TmCl vs. TH *(Figura 600)* mostra uma correlação positiva de diminuição de TmCl com a diminuição do valor de TH, uma tendência também identificada nas IF P e PS analisadas na scheelite, e que evidencia um enriquecimento em voláteis além do CO_2 a temperaturas progressivamente mais baixas, tal como pode ser igualmente provado pela projeção dos valores de TmCl vs. $TmCO_2$ *(Figura 601)*, evidenciando uma correlação positiva de diminuição de TmCl com a diminuição de $TmCO_2$. Comparativamente aos valores de TmCl obtidos nas IF P e PS analisadas na scheelite, observa-se que os valores mínimos e máximos, assim como os valores médios de TmCl obtidos nas IF P e PS no QzIA, são mais baixos face às IF na scheelite, tal como havia sido já constatado pelos valores de $TmCO_2$, comprovando uma ligeira menor abundância de componentes voláteis na fase de precipitação do QzIA.

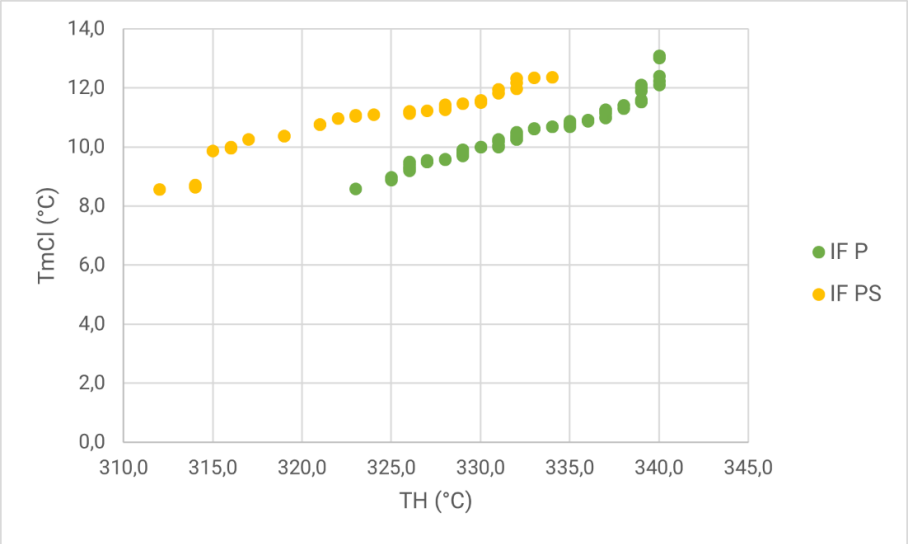


Figura 600 – Projeção binárias relativa aos valores de TmCl vs. TH apurados nas IF P e PS analisadas no QzIA.

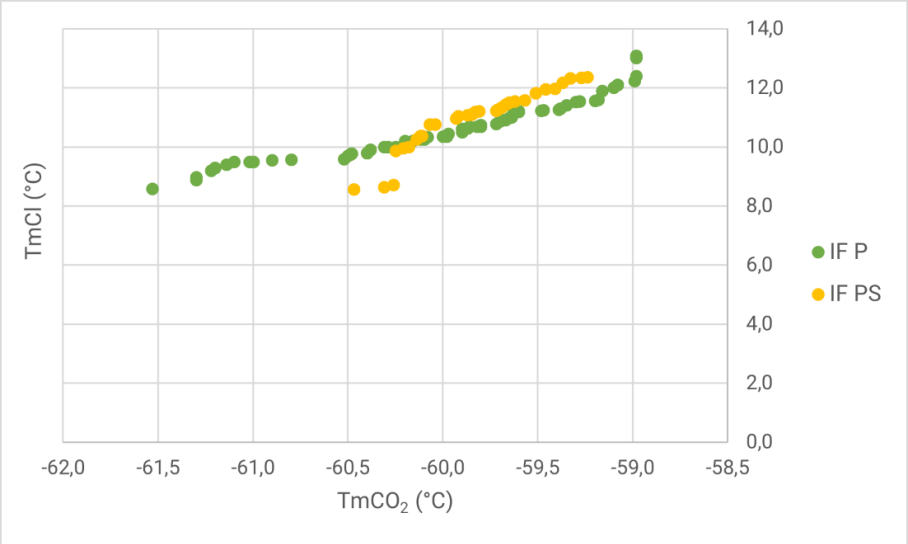


Figura 601 – Projeção binárias relativa aos valores de TmCl vs. $TmCO_2$ apurados nas IF P e PS analisadas no QzIA.

Os intervalos de TH obtidos nas IF P (323 a 346°C) e nas IF PS (312 a 343°C), assim como os valores médios obtidos (335,4°C e 329,1°C), mostram que existe grande similaridade entre as tipologias de IF consideradas, muito emboras as IF P mostrem valores máximos e médios de TH ligeiramente mais altos face às IF PS. Comparativamente com as IF P e PS analisadas na scheelite, apesar dos valores dos intervalos de TH apurados nas IF P e PS serem relativamente semelhantes entre si no QzIA, os intervalos e os valores médios de TH são mais elevados face às IF P e PS na scheelite, e que está de acordo com a sequência paragenética estabelecida por *Dória & Noronha (1987)*, onde o quartzo contemporâneo do estádio de deposição da scheelite é considerado o primeiro mineral a cristalizar.

As análises de criometria nas IF S presentes no QzIA, permitiram a determinação de um intervalo de valores de Tmice situados desde -2,3 até -0,8°C, com uma média dos valores a rondar -1,5°C, indicando a presença de solutos não voláteis como o NaCl. Em comparação com os valores de Tmice obtidos até aqui na scheelite e no QzIA, o intervalo obtido, assim como valor médio são notavelmente contrastantes, pelo que não são fluidos contemporâneos e/ou envolvidos nas mineralizações de W. Recorrendo à tabela de salinidades correspondentes aos pontos de fusão do gelo, para fluidos do sistema H_2O-NaCl, de *Bodnar (1993)*, foi determinado um intervalo de salinidade situado entre 1,40 e 3,87 wt%NaCl, bem como um valor médio de 2,51 wt%NaCl, pelo que podem ser considerados fluidos pouco salinos e que teoricamente não deverão conter halite, já que os valores de salinidade se encontram longe dos 26,5 wt%NaCl *(Knight & Bodnar, 1989; Bodnar, 1994; MacInnis & Bodnar, 2014)*. A projeção dos valores de

Tmice vs. TH *(Figura 602)* mostra uma correlação positiva evidente entre a diminuição de Tmice com a diminuição de TH e vice-versa. Tal como previamente discutido, esta correlação evidencia a partição dos solutos não voláteis como o NaCl na fase líquida *(Wilkinson, 2001)*, podendo, contudo, resultar de modificações/reequilíbrios pós-aprisionamento, nomeadamente desencadeados por perda diferencial de H_2O por difusão e perdas no volume total da IF por difusão do quartzo no volume da inclusão pré-existente *(Doppler et al., 2013; Bakker & Doppler, 2013, 2014, 2016; Klyukin et al., 2019; Lecumberri-Sanchez et al., 2020)*. De modo a testar a possibilidade da ocorrência destas modificações pós-aprisionamento, foram projetados os valores de Salinidade vs. Dimensão *(Figura 603)*, que se observa exprimirem uma maior salinidade associada às IF S de maior dimensão, pelo que terão ocorrido alterações pós-aprisionamento nestas IF que justificam o aumento de salinidade com a diminuição de TH.

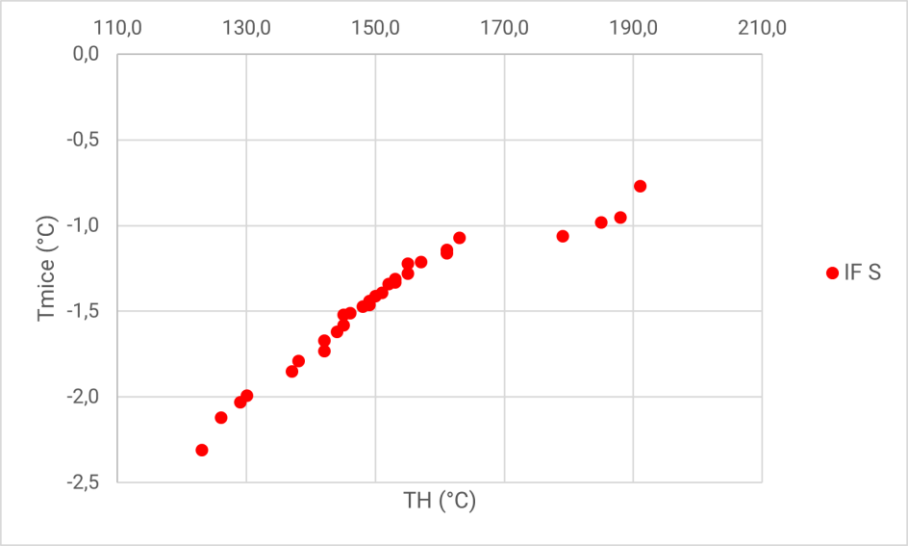


Figura 602 – Projeção dos valores de Tmice vs. TH relativos às IF S analisadas no QzIA.

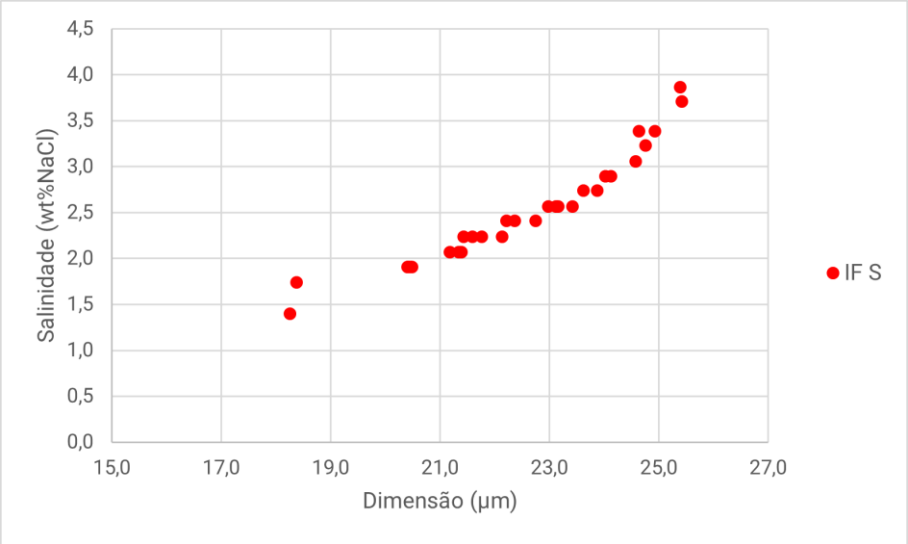


Figura 603 – Projeção dos valores de Salinidade vs. Dimensão referentes às IF S analisadas no QzIA.

No que toca ao QzIB, resultante da recristalização dinâmica do QzIB, uma recristalização que nem sempre é total, tendo permitido ensaios microtermométricos em IF bifásicas tomadas como primárias, dada a sua posição isolada no seio dos pequenos cristais de QzIB, bem como outros parâmetros petrográficos que as tornam semelhantes às IF P presentes no QzIA.

O intervalo de temperatura de $TmCO_2$ nas IF P (-60,1 a -57,9°C), assim como o valor médio determinado (-59,6°C), indicam desde logo a presença de voláteis além do CO_2. Quando em comparação com os valores de $TmCO_2$ nas IF P e PS analisadas no QzIA, verifica-se uma grande semelhança com os intervalos e com o valor médio obtidos nas IF P no QzIB, pelo que podemos inferir que, pelo menos ao nível dos teores de voláteis, as IF P selecionadas no QzIB aparentam não terem sido significativamente modificadas durante o processo de recristalização. Ao analisarmos a projeção dos valores de $TmCO_2$ vs. TH *(Figura 604)*, observa-se que não é possível de estabelecer uma correlação entre ambos os parâmetros, contrariamente ao que se vinha a observar nos casos das IF P e PS estudadas na scheelite e no QzIA. No entanto, e tal como havia sido notado precisamente nas IF P no QzIB no depósito de Ervedosa, também ele tendo sofrido deformação, sobretudo sobre a forma de subgranulação, a mesma ausência de uma correlação entre $TmCO_2$ vs. TH. Tal como previamente discutido, esta ausência de uma correlação, é consequência variações na pressão ou densidade de um fluido durante o aprisionamento ou pós aprisionamento, que se expressam em diferenças nos valores de TH, sensíveis a estas variações, sem se verificarem alterações significativas nos valores de $TmCO_2$, sobretudo controlados pelas suas propriedades moleculares e pela

composição do fluido *(Hansteen & Kluegel, 2008; Fall & Bodnar, 2018)*. As mudanças de TH são resultado do aumento da pressão, que aumenta por sua vez a densidade do CO_2 e consequentemente, provoca um desvio de TH *(De Vitre et al., 2021; De Vitre & Wieser, 2024)*. Tal como mostram os valores de $TmCO_2$ determinados nas IF P analisadas no QzIB, não existem diferenças significativas destes valores relativamente aos determinados nas IF P e PS no QzIA, evidenciando que efetivamente não se processaram mudanças composicionais significativas com a recristalização dinâmica. Considerando o trabalho de *Hansteen & Kluegel (2008)*, os gradientes de pressão crescentes aplicados nas IF, desencadeia não só o reequilíbrio volumétrico/físicos nas IF (*leakage*, *necking-down*, estiramento), que podem levar a reequilíbrios composicionais, como por exemplo a perda de H_2O. Assim, no caso das IF P analisadas no QzIB, a ausência de uma correlação de entre $TmCO_2$ e TH deverá estar relacionada com reequilíbrios desencadeados pela deformação cisalhante e recristalização, sem que a composição em termos de voláteis tenha sido alterada significativamente.

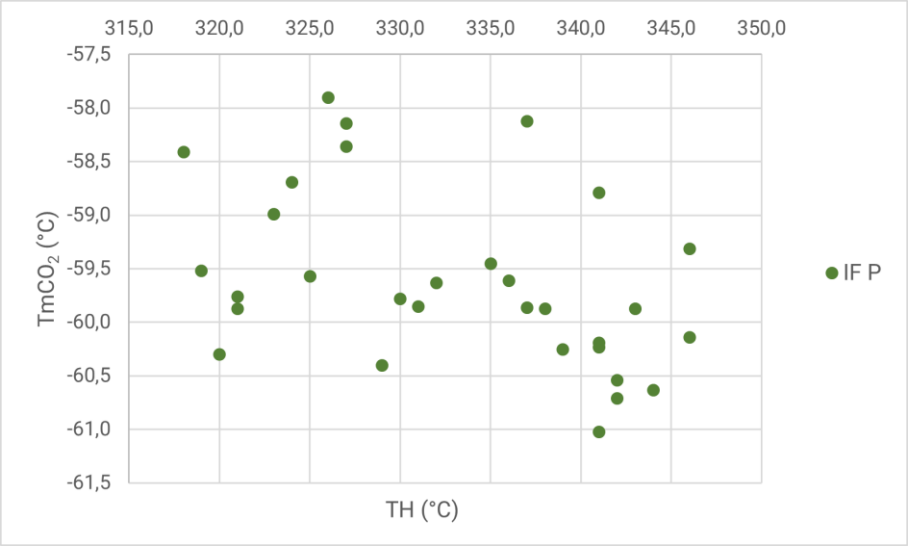


Figura 604 – Projeção dos valores de $TmCO_2$ vs. TH obtidos nas IF P analisadas no QzIB.

No que diz respeito ao intervalo de temperatura relativos a Tmice obtidos nas IF P (-5,2 a -2,5°C), assim como o valor médio (-4,1°C) indicam a existência de solutos como o NaCl no fluido. Comparativamente com aos intervalos e valor médio de Tmice obtidos nas IF P e PS analisadas no QzIA e na scheelite, existe uma semelhança entre os intervalos e o valor médio obtido no QzIB, muito embora o valor mínimo de Tmice nestas últimas seja ligeiramente inferior, aparentando não ter existido alterações significativas da salinidade destes fluidos. A projeção dos valores de Tmice vs. TH *(Figura 605)*, não

revelam nenhum tipo de correlação entre os parâmetros considerados. Aquando da discussão dos resultados microtermométricos relativos às IF P analisadas no QzIB (resultante da subgranulação do QzIA) no depósito de Ervedosa, foi identificada uma correlação positiva entre Tmice e TH, não se verificando no caso das IF P do QzIB no caso de Murçós, levando a crer que o processo de recristalização dinâmica terá tido muito maior impacto ao nível de reequilíbrios pós-aprisionamento neste último caso, o que é expectável dado que o processo de subgranulação envolve menos pressão e deformação contínua face ao processo de recristalização dinâmica. Assim, no caso da projeção dos valores de Tmice vs. TH, a ausência de uma correlação observável deverá ser consequência de reequilíbrios desencadeados pela recristalização dinâmica e, que terão tido consequências ao nível da salinidade do fluido e consequentemente deslocando os valores de TH.

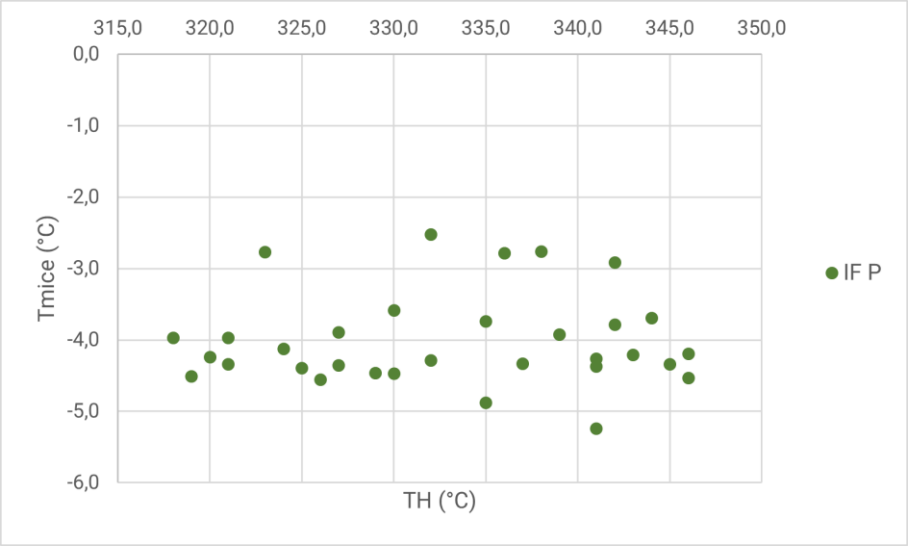


Figura 605 – Projeção dos valores de Tmice vs. TH obtidos nas IF P analisadas no QzIB.

No que diz respeito ao intervalo de temperatura determinado nas IF P no QzIB (2,1 a 5,0°C), verifica-se que de modo semelhante aquilo que foi observado nas IF P e PS na scheelite e no QzIA, os valores de $ThCO_2$, embora positivos foram sempre registados a temperaturas baixas, não muito longe dos 0,0°C, numa transição extremamente difícil de detetar, dada a fraca visibilidade da mesma e a efemeridade que a caracteriza. Tal como discutido anteriormente, valores baixos de $ThCO_2$ são o resultado de uma conjugação de fatores, tais como e sobretudo, a presença de outros voláteis, bem como a salinidade ou mesmo a geometria das IF em caso. De modo semelhante à scheelite e o QzIA, o QzIB foi afetado pela deformação cisalhante induzida pela ZCLRM, sendo um

produto da recristalização dinâmica, por vezes muito intensa do QzIA, pelo que desconhecemos até à data qual a implicação da deformação neste caso. A projeção dos valores de $ThCO_2$ vs. TH *(Figura 606)*, à semelhança de outros parâmetros microtermométricos até aqui discutidos nas IF P, não mostra qualquer tipo de correlação identificável entre ambos, verificando-se a mesma situação ao nível da projeção de $ThCO_2$ vs. $TmCO_2$ *(Figura 607)*, não sendo observável nestes casos um enriquecimento em voláteis com a diminuição de TH, como identificado nos casos das IF P e PS na scheelite e no QzIB. A ausência de correlações nestes parâmetros vem, também, neste caso reforçar a ideia que as IF P no QzIB terão sofrido alterações pós-aprisionamento, pelo que em princípio, não serão já mais representativas do fluido original pré-recristalização dinâmica.

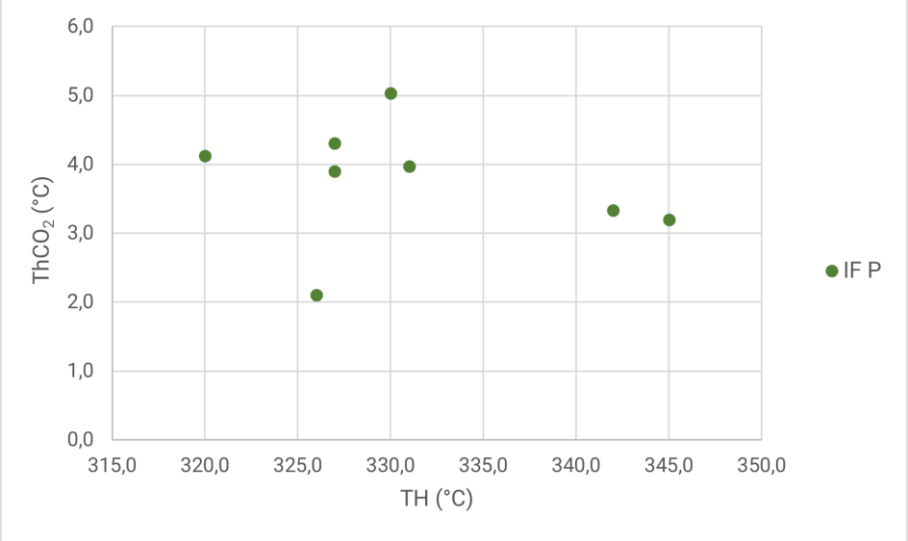


Figura 606 – Projeção dos valores de $ThCO_2$ vs. TH obtidos nas IF P analisadas no QzIB.

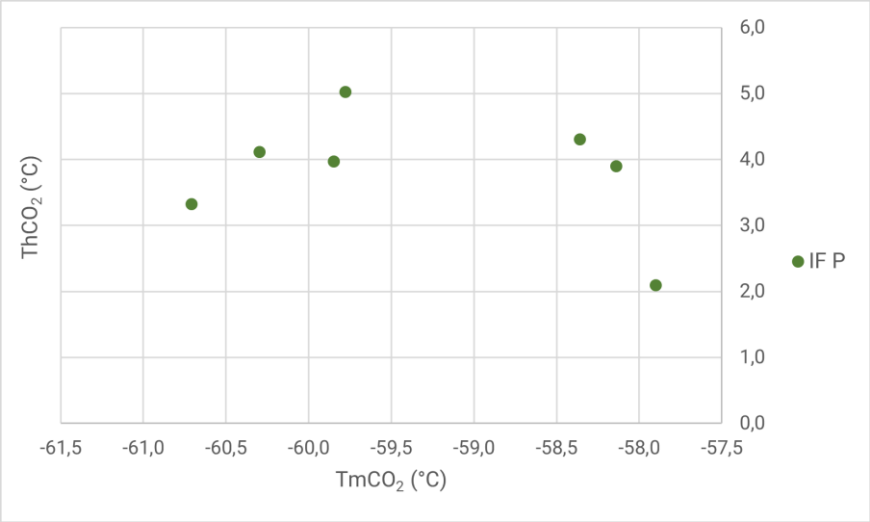


Figura 607 – Projeção dos valores de $ThCO_2$ vs. $TmCO_2$ obtidos nas IF P analisadas no QzIB.

O intervalo de valores obtidos para TmCl nas IF P no QzIB (8,8-11,4°C), bem como o valor médio apurado (10,6°C) são bastante próximos e semelhantes aos seus valores homólogos obtidos nas IF P e PS no QzIA. Como fica evidente pelo intervalo e média determinada, acima dos 0,0°C, indicando por um lado a presença de CO_2 *(Moore et al., 1992)*, bem como se situam acima em alguns casos acima de 10,0°C, denunciando a presença de outros voláteis além do CO_2 *(Collins, 1989; Seitz,1987)*. As projeções dos valores de TmCl vs. TH *(Figura 608)* e TmCl vs. $TmCO_2$ *(Figura 609)*, tal como tem vindo a acontecer, não regista nenhum tipo de correlação nestes parâmetros, indicando mais uma vez que estamos perante IF reequilibradas em extensão desconhecida pelo processo de recristalização dinâmica.

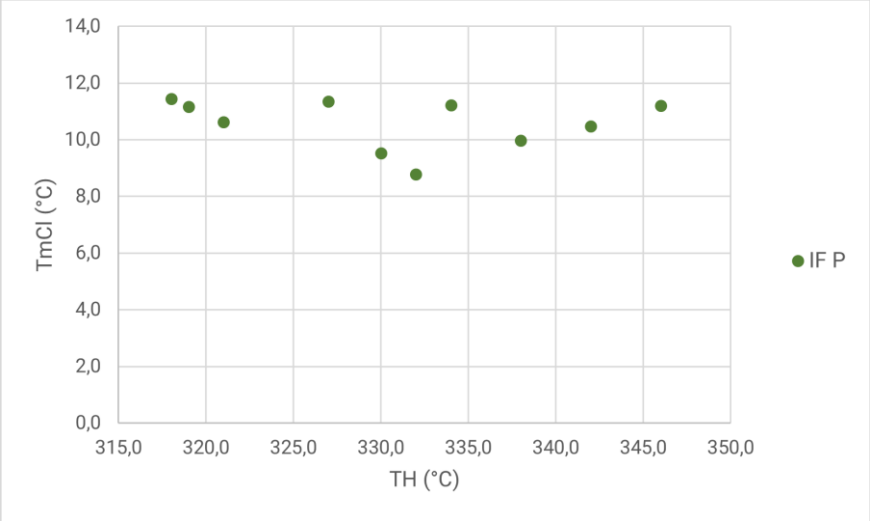


Figura 608 – Projeção dos valores de TmCl vs. TH obtidos nas IF P analisadas no QzIB.

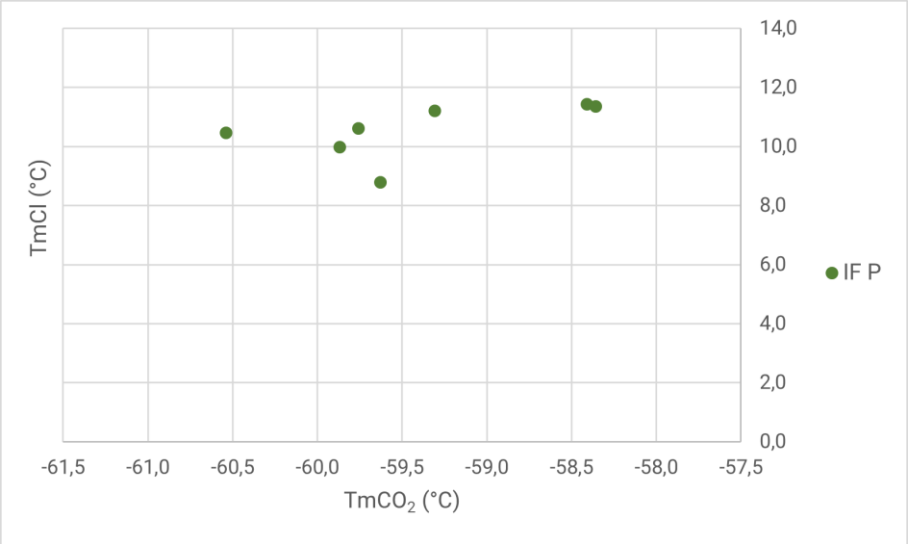


Figura 609 – Projeção dos valores de TmCl vs. $TmCO_2$ obtidos nas IF P analisadas no QzIB.

No que toca ao intervalo de temperaturas relativo a TH nas IF P (318 a 346°C), assim como o valor médio determinado (332,9°C), mostram ser próximos comparativamente aos valores de TH obtidos nas IF P e PS no QzIA, pelo que não podemos inferir sobre quais as consequências de reequilíbrios sobre os valores de TH resultantes da recristalização dinâmica, já que não se verificam desvios significativos dos mesmos.

Relativamente às IF S analisadas no QzIB, o intervalo de temperaturas relativo a Tmice obtido (-2,3 a 0,8°C), assim como o valor médio (-1,5°C), mostram que se tratam de fluidos que evidenciam a presença de solutos como o NaCl, embora os valores denunciem que se trata de fluidos de baixa salinidade. Recorrendo da tabela de salinidades correspondentes aos pontos de fusão do gelo, para fluidos do sistema H2O-NaCl, de *Bodnar (1993)*, foi determinado um intervalo de salinidade compreendido entre 1,40 a 3,87 wt%NaCl, com um valor médio de 2,60 wt%NaCl, indicando que não estamos perante fluidos que possam conter halite, dado que os valores de salinidade obtidos não se aproximam de 26,5 wt%NaCl *(Knight & Bodnar, 1989; Bodnar, 1994; MacInnis & Bodnar, 2014)*. A projeção dos valores de Tmice vs. TH *(Figura 610)*, coloca em evidencia uma correlação positiva entre o decréscimo de Tmice, que acompanha o decréscimo de TH. Tal como anteriormente discutido e observado nas IF S presentes no QzIA, esta tendência indica por um lado uma partição preferencial de solutos como o NaCl na fase líquida com o arrefecimento do fluido *(Wilkinson, 2001)*, podendo ser em igual termo resultado de modificações/reequilíbrios pós-aprisionamento *(Doppler et al., 2013; Bakker & Doppler, 2013, 2014, 2016; Klyukin et al., 2019; Lecumberri-Sanchez et al., 2020)*. De modo a testar a ideia de *Doppler & Bakker (2013, 2014)*, em que as IF de

dimensão menor e mais regular, a são menos afetadas por fenómenos de alterações ou reequilíbrios pós-aprisionamento, foram projetados os valores de Salinidade vs. Dimensão *(Figura 611)*. Da projeção referida anteriormente é possível de abstrair uma correlação positiva entre estes parâmetros, com as IF S de maior dimensão a exibirem os valores de salinidade mais elevados, e vice-versa, colocando em evidência que, em certo grau, terão ocorrido reequilíbrios pós-aprisionamento nestas IF S. De notar a grande similaridade deste comportamento com as IF S analisadas no QzIA, bem como a nível dos valores de Tmice (i.e., salinidade). O intervalo de temperaturas para TH (117,0 a 178,0°C), bem como o valor médio determinado (146,2°C), mostram que estamos perante fluidos aquosos tardios de baixa temperatura e, portanto, distintos os fluidos presentes nas IF P analisadas no QzIB, no entanto, mostrando semelhanças com as IF S analisadas no QzIA, pelo que não pode ser descartada a possibilidade de se tratarem de IF S representativa do mesmo evento de circulação de fluidos H_2O-NaCl, que poderão ter afetado ambas as tipologias de quartzo.

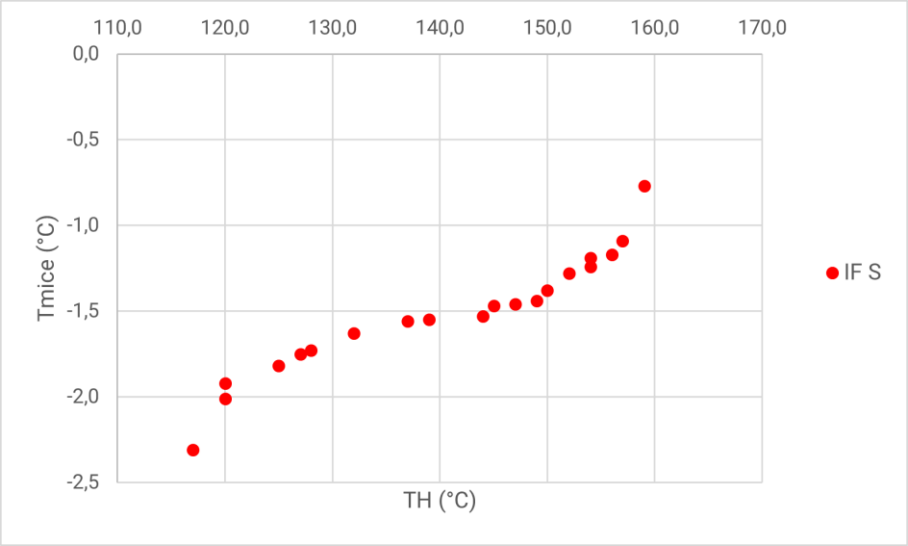


Figura 610 – Projeção dos valores de Tmice vs. TH obtidos nas IF S analisadas no QzIB.

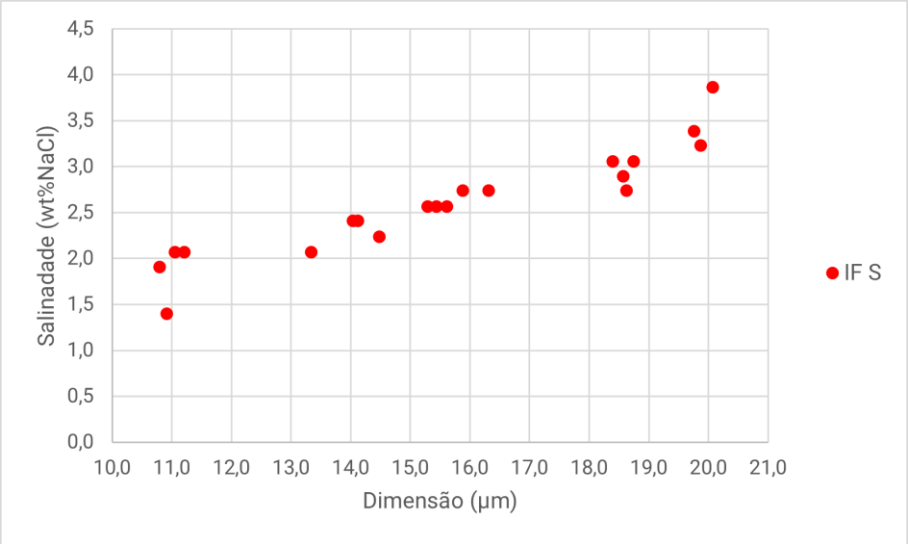


Figura 611 – Projeção dos valores de Salinidade vs. Dimensão obtidos nas IF S analisadas no QzIB.

10.4.2.3. Quartzo IIA e IIB (IF P, PS e S)

Os intervalos de valores de temperaturas relativos a $TmCO_2$ determinados nas IF P (-59,9 a -57,1°C) e nas IF PS (-59,2 a -57,8°C) no QzIIA, assim como os valores médios (-58,5°C em ambos os casos) demonstra desde logo grande similaridade entre as tipologias de IF neste parâmetro, assim como a presença de outras espécies voláteis além do CO_2. De notar, que relativamente às gerações anteriores, os intervalos de valores de $TmCO_2$ indicam que estes fluidos são, no geral, menos ricos em outros voláteis além do CO_2, dado que os limites mínimos de $TmCO_2$ são mais elevados do que em gerações anteriores e os limites máximos são mais elevados, aproximando-se mais do ponto de $TmCO_2$ para a CO_2 puro (-56,6°C). A projeção dos valores de $TmCO_2$ vs TH *(Figura 612)* relativos às IF P e PS analisadas, mostra uma correlação positiva entre ambos os parâmetros, observando-se uma diminuição de $TmCO_2$ com a redução de TH. Esta é uma correlação já observada em outras situações, e tal como discutido, dá uma indicação de um enriquecimento do fluido em outras espécies voláteis para além do CO_2 que acompanha o arrefecimento do fluido, e que advêm da interação do fluido com as rochas encaixantes, advindo desta interação a adição de espécies como CH_4 e N_2. No caso dos fluidos contidos nas IF P e PS no QzIIA, associado ao primeiro episódio de deposição de sulfuretos em Murçós, e dados os valores de $TmCO_2$ obtidos, esta interação não aparenta ter sido tão extensa e /ou importante como no caso do QzIA e, particularmente no caso da scheelite.

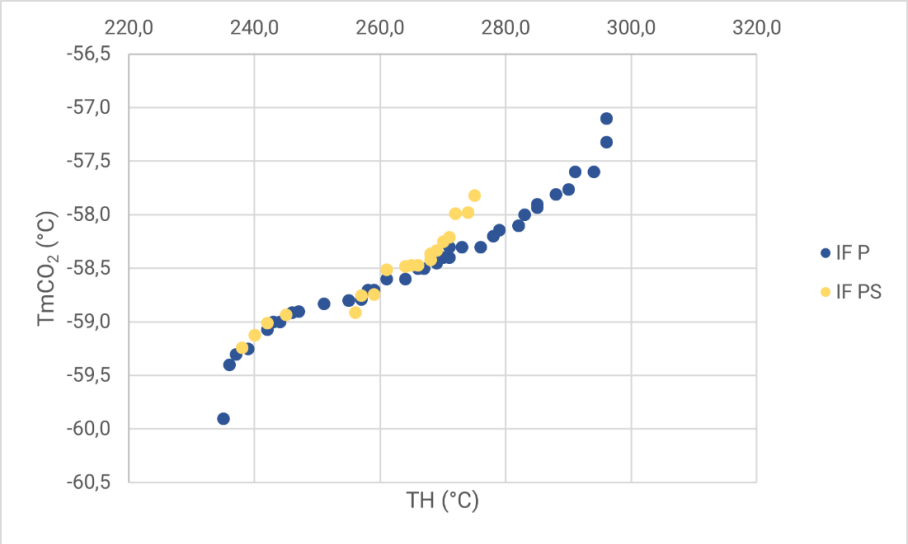


Figura 612 – Projeção dos valores de $TmCO_2$ vs. TH obtidos nas IF P e PS analisadas no QzIIA.

Relativamente aos intervalos dos valores de temperatura de Tmice nas IF P (-4,9 a -1,2°C) e IF PS (-4,8 a -1,2°C) e aos valores médios determinados (-3,6°C e -3,7°C respetivamente), denota-se desde logo a presença de solutos como o NaCl nestes fluidos. De notar igualmente a grande semelhança entre os valores obtido numa e noutra situação, assim como a diminuição da salinidade destes fluidos comparativamente aos encontrados na scheelite, QzIA e QzIB, pelo que é possível afirmar que existiu uma ligeira diluição do fluido na passagem do estádio de deposição da scheelite para o primeiro estádio de deposição de sulfuretos. A projeção dos valores de Tmice vs. TH *(Figura 613)*, mostra que apesar da ligeira diminuição da salinidade destes fluidos, estes fluidos continuaram a mesma trajetória de aumento da salinidade com a diminuição de TH notada nos casos das IF P e PS na scheelite e no QzIA, denotando a continuação da partição das espécies não voláteis com o avançar do arrefecimento.

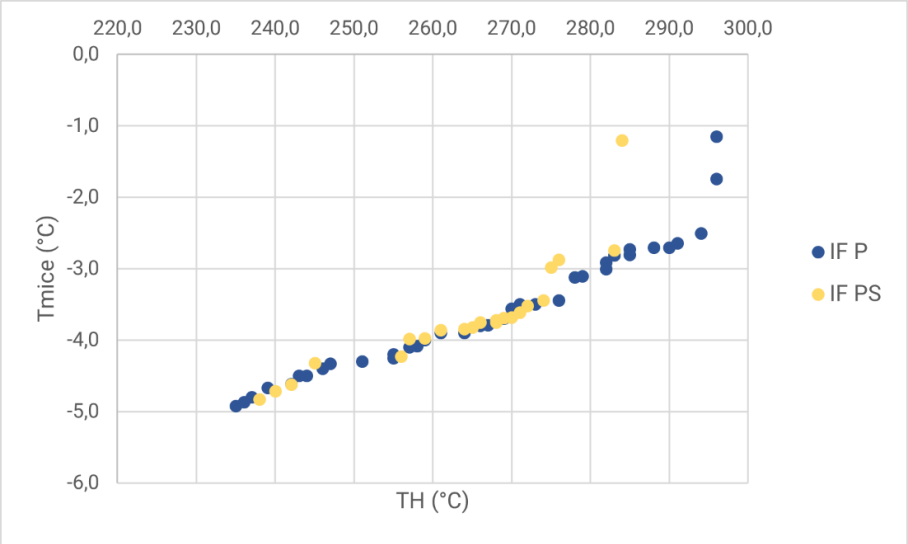


Figura 613 – Projeção dos valores de Tmice vs. TH obtidos nas IF P e PS analisadas no QzIIA.

No que toca aos intervalos de temperatura relativos a TmCl nas IF P (6,8 a 11,2°C) e PS (7,1 a 11,2°C) e os valores médios apurados (9,8°C e 9,9°C respetivamente), constata-se que são em ambos os casos fluidos muito semelhantes entre si neste parâmetro, e notoriamente distintos dos fluidos contidos nas IF P e PS na scheelite e no QzIA e IF P no QzIB, distinguindo-se sobretudo ao nível dos limites mínimos mais baixos de TmCl. Os intervalos de TmCl ocorrem acima de 0,0°C, evidenciando a presença de CO_2 *(Moore et al., 1992)*, mas não ultrapassam em muito os 10,0°C, indicando que, embora estejam presentes outras espécies voláteis além do CO_2 *(Collins, 1989; Seitz, 1987)*, estas não são dominantes, tal como já apontam os valores de $TmCO_2$. Quando projetados os valores de TmCl vs. TH *(Figura 614)* para estas IF P e PS, verifica-se a ocorrência de uma correlação positiva de diminuição de TmCl com a diminuição de TH, indiciando também neste caso um enriquecimento em outros voláteis que não o CO_2 com o abaixamento da temperatura. Esta interpretação havia já sido indiciada pelos valores de $TmCO_2$ obtidos e pode ser confirmada pela projeção dos valores de TmCl vs. $TmCO_2$ *(Figura 615)*, onde se observa que as IF P e PS com valores de TmCl mais baixas, são aquelas com valores de $TmCO_2$ mais baixos, e logo mais ricas em outros voláteis além do CO_2.

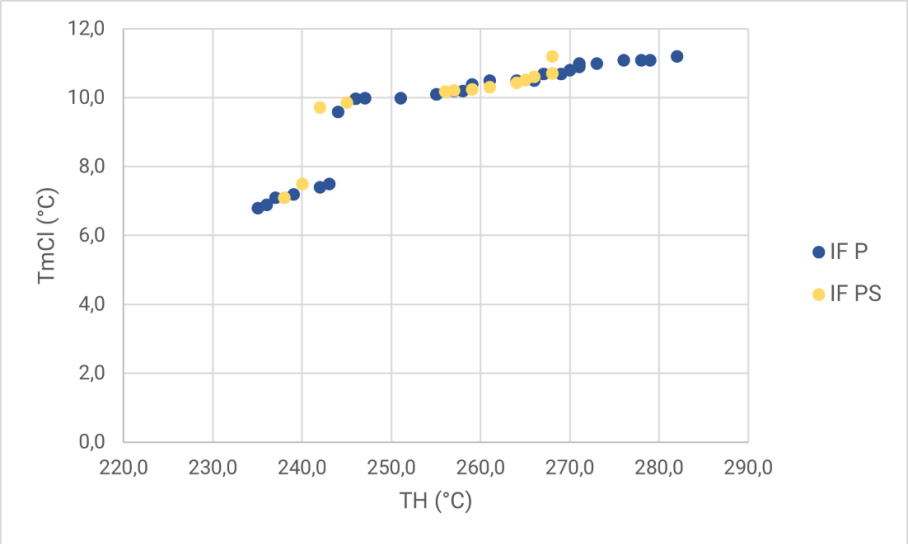


Figura 614 – Projeção dos valores de TmCl vs. TH obtidos nas IF P e PS analisadas no QzIIA.

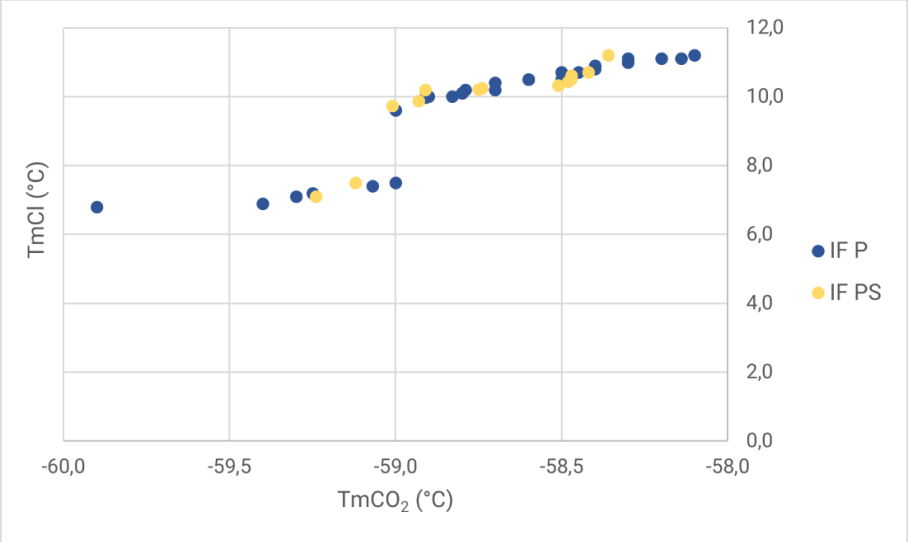


Figura 615 – Projeção dos valores de TmCl vs. $TmCO_2$ obtidos nas IF P e PS analisadas no QzIIA.

Os intervalos de temperatura respeitantes a $ThCO_2$ apurados nas IF P (17,9 a 19,3°C) e PS (17,9 a 19,1°C), bem como os valores médios apurados (18,4°C em ambas as situações), ocorrem sempre acima dos 17,8 °C, o valor de temperatura de homogeneização do CO_2 puro *(Parry, 1986)*, pelo que os valores de $ThCO_2$ obtidos, mais uma vez confirmam que estamos perante fluidos dominados pelo CO_2 (dada a proximidade dos limites mínimos e máximos ao ponto de homogeneização do CO_2 puro), embora estejam presentes outras espécies voláteis. Quando projetados os valores de $ThCO_2$ vs. TH *(Figura 616)*, fica evidente uma correlação positiva de diminuição de $ThCO_2$ com a diminuição de TH, e vice-versa, e que tal com discutido anteriormente,

reflete por um lado a presença, a presença de outros componentes voláteis como o CH_4, N_2 e H_2, levam à diminuição dos valores de $ThCO_2$ *(Kooi et al., 1998; Lu et al., 2022)*, e por outro lado um enriquecimento em espécies voláteis com o arrefecimento, como já tinha ficado em evidência com os valores obtidos para $TmCO_2$ e TmCl e as suas correlações com TH. Na *Figura 617*, respeitante à projeção dos valores de TmCl vs. $TmCO_2$, fica em evidência que as IF P e PS mais ricas em outros voláteis (com valores de $TmCO_2$ mais baixos), são aquelas que exibem valores de TmCl igualmente mais baixos, e vice-versa, pondo em evidência o enriquecimento em voláteis. Outros fatores, contudo, podem ter influência no abaixamento de $ThCO_2$, nomeadamente a dimensão da inclusão fluida *(Fall et al., 2009)*, a salinidade *(Schmidt et al., 1998; Hurai, 2010)*, bem como a reação das espécies voláteis presentes com hidratos e/ou a transformação de fase aquosa em gelo *(Collins, 1979; Diamond, 2001; Hurai, 2010)*.

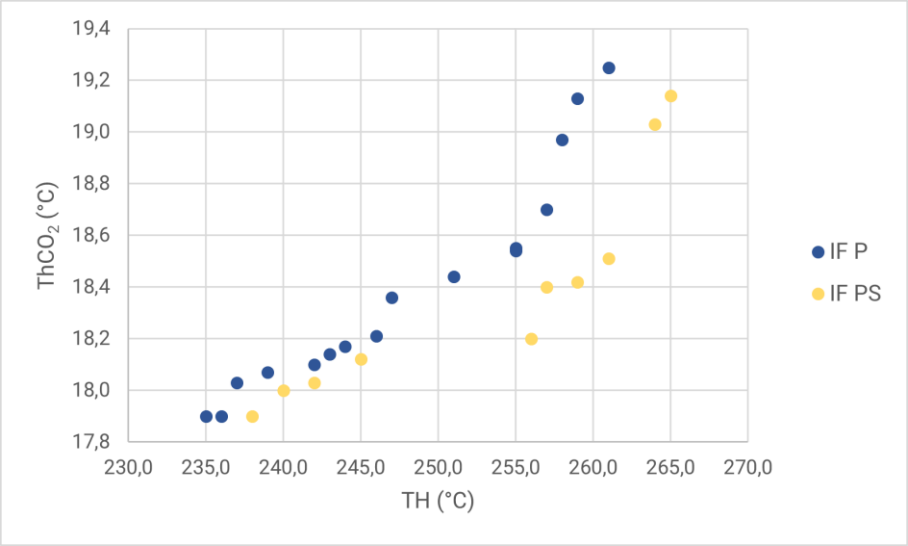


Figura 616 – Projeção dos valores de $ThCO_2$ vs. TH obtidos nas IF P e PS analisadas no QzIIA.

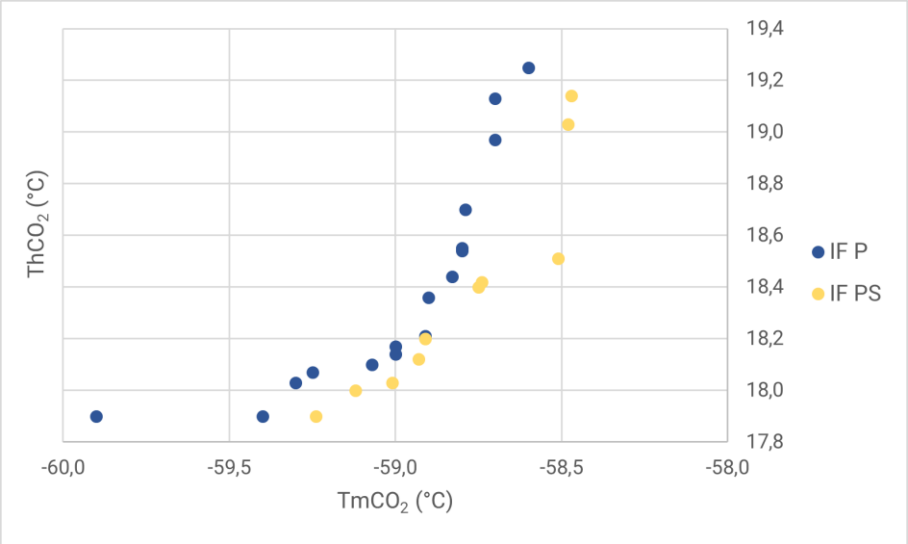


Figura 617 – Projeção dos valores de $ThCO_2$ vs. $TmCO_2$ obtidos nas IF P e PS analisadas no QzIIA.

Os intervalos de temperatura relativos a TH nas IF P (235 a 302°C) e PS (238 a 303°C), bem como os valores médios calculados (277,9°C e 267,9°C respetivamente) mostram grande similaridade entre si, apesar das IF PS mostrarem valores de TH médios cerca de 10°C abaixo do valor médio de TH das IF P. Os intervalos de valores de TH, bem como os valores médios obtidos nestas IF P e PS, são significativamente mais baixos dos intervalos e valores médios obtidos nas IF P e PS na scheelite e no QzIA e nas IF P no QzIB, pondo em evidência uma passagem para um regime de circulação de fluidos a temperaturas mais baixas, de salinidade menor, e que como visto pelos valores de $TmCO_2$, sobretudo dominados pela presença do CO_2.

As IF S analisadas no QzIIA forneceram um intervalo de temperaturas para Tmice compreendido entre -2,2 e -0,8°C, bem como um valor médio de -1,5°C, indicando que estamos perante fluidos de baixa salinidade, com o intervalo de valores de Tmice a ser notoriamente distinto das restantes IF analisadas no QzIIA. Fazendo uso da da tabela de salinidades correspondentes aos pontos de fusão do gelo, para fluidos do sistema H_2O-NaCl, de *Bodnar (1993)*, foi determinado um intervalo de salinidade compreendido entre 1,40 a 3,71 wt%NaCl, com um valor médio de 2,53 wt%NaCl, indicando que não estamos perante fluidos que possam conter halite, já que os valores se situam longe dos 26,5 wt%NaCl *(Knight & Bodnar, 1989; Bodnar, 1994; MacInnis & Bodnar, 2014)*. A projeção dos valores de Tmice vs. TH *(Figura 618)* mostram uma correlação positiva de decréscimo de Tmice com o decréscimo de TH, denunciando um aumento da salinidade com a diminuição da temperatura, e que como previamente discutido em outros exemplos, pode refletir, por um lado, uma partição dos solutos não voláteis como o NaCl

na fase líquida durante a perda de vapor *(Wilkinson, 2001)*, e por outro lado como resultado de modificações/reequilíbrios pós-aprisionamento *(Doppler et al., 2013; Bakker & Doppler, 2013, 2014, 2016; Klyukin et al., 2019; Lecumberri-Sanchez et al., 2020)*. De modo a testar a ideia de *Doppler & Bakker (2013, 2014)*, em que as IF de dimensão menor e mais regular, a são menos afetadas por fenómenos de alterações ou reequilíbrios pós-aprisionamento, foram projetados os valores de Salinidade vs. Dimensão *(Figura 619)*, verificando-se uma correlação positiva e inversa entre parâmetros, com as IF S de maior dimensão a exibirem efetivamente os valores mais baixos de Tmice e mais altos de salinidade, e que aparenta ser comum com as IF S analisadas no QzIA e QzIB. Para além disto, como verificável, existe uma grande semelhança entre os intervalos de Tmice das IF S presentes no QzIA, QzIB e QzIIA, pelo que, é provável que representem o mesmo evento de circulação de fluidos H_2O-NaCl, e que afetou as diferentes gerações de quartzo presentes nos veios mineralizados de Murços. O intervalo de temperaturas relativo a TH obtidos nestas IF S (118 a 171°C) bem como o valor médio determinado (144,9°C), mostra estarmos perante fluidos de baixa temperatura, e cujos valores do intervalo de TH são muito próximos aos intervalos de TH obtidos nas IF S no QzIA e QzIB, reforçando a ideia que podemos estar perante o mesmo evento de circulação de fluidos tardios às mineralizações.

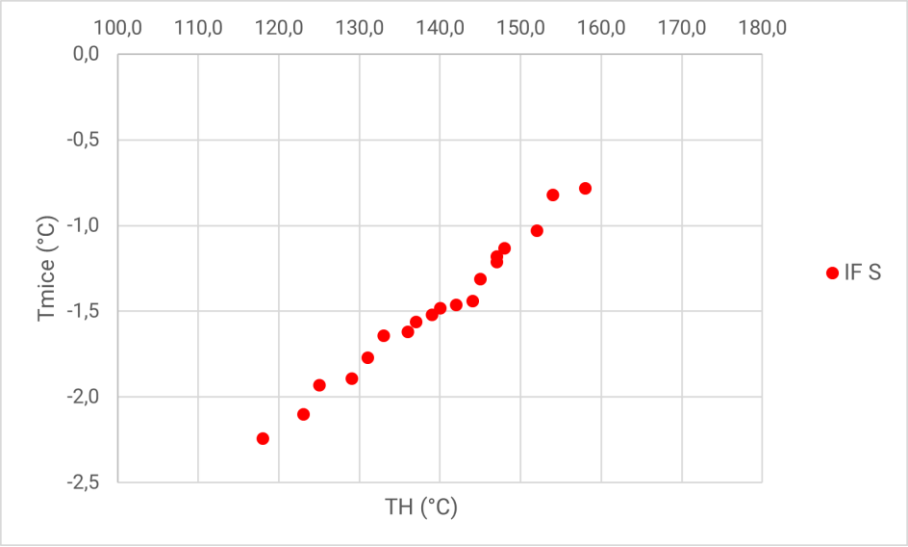


Figura 618 – Projeção binária dos valores de Tmice vs. TH relativos às IF S analisadas no QzIIA.

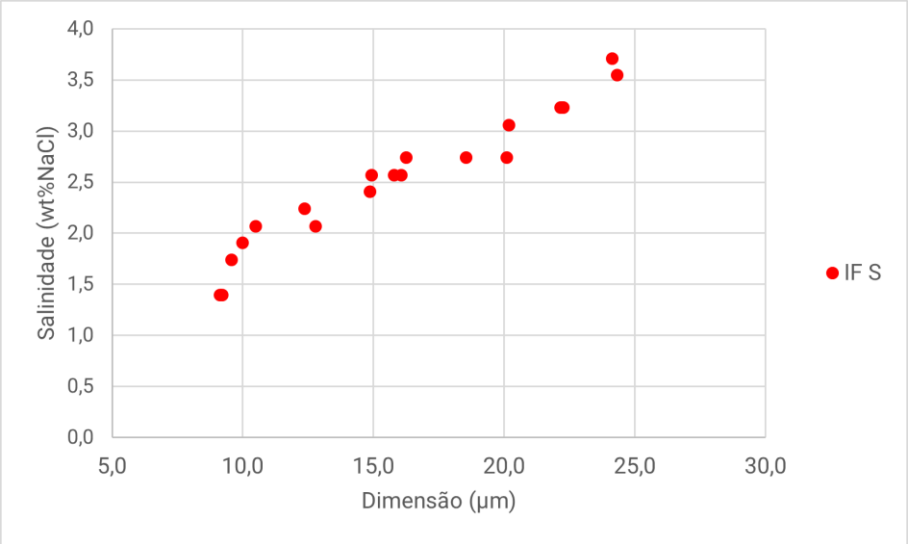


Figura 619 – Projeção binária dos valores de Salinidade vs. Dimensão relativos às IF S analisadas no QzIIA.

No que toca às IF P e PS analisadas no QzIIB, contemporâneo do segundo evento pouco expressivo de deposição de sulfuretos como a galena, os intervalos de temperatura nas IF P (-58,8 a -57,3°C) e IF PS (-58,2 a -57,8°C), assim como os valores médios apurados (-58,2°C e -58,1°C), mostram que apesar de estramos perante fluidos que na sua fase volátil existem espécies adicionais ao CO_2, ficam evidentes os intervalos de $TmCO_2$ mais restritos nestas IF P e PS, face às presentes no QzIIA, não ultrapassando os -59,0°C. Os intervalos de $TmCO_2$ nas IF P e PS no QzIIB, mostram, assim, que na passagem do primeiro episódio de deposição de sulfuretos para o segundo episódio, do qual o QzIIB é contemporâneo, a composição dos fluidos alterou-se a nível dos voláteis presentes, tornando-se o CO_2 ainda mais dominante face ao primeiro episódio de deposição de sulfuretos, o que poderá estar relacionado com o abaixamento da temperatura e menor interação dos fluidos com as rochas encaixantes. A projeção dos valores de $TmCO_2$ vs. TH *(Figura 620)* relativos às IF P e PS analisadas no QzIIB, mostram, apesar de tudo, uma correlação positiva entre $TmCO_2$ e TH, verificando-se o abaixamento de $TmCO_2$ com a descida de TH, evidenciando que, apesar da menor interação dos fluidos com as rochas encaixantes, o processo de enriquecimento em outros voláteis com o abaixamento da temperatura aparenta ter continuado, embora num grau claramente menor, como denunciam os valores de $TmCO_2$.

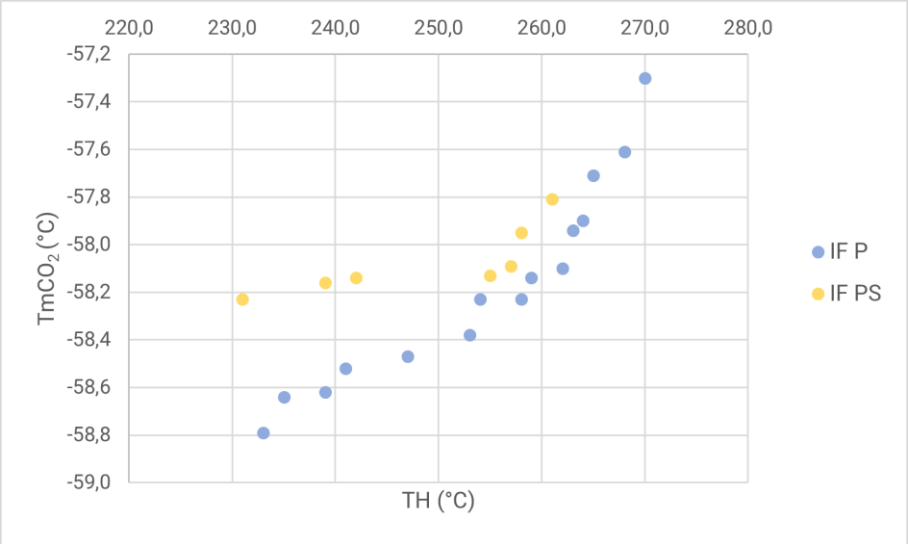


Figura 620 – Projeção dos valores de $TmCO_2$ vs. TH obtidos nas IF P e PS analisadas no QzIIB.

Relativamente aos intervalos de temperaturas obtidos para Tmice nas IF P (-4,3 a -1,1°C) e nas IF PS (-4,1 a -1,4°C), e os valores médios determinados (-3,2°C e -2,8°C), mostram grande semelhança entre as IF consideradas, mostrando que em ambos os casos, as IF P e PS contêm fluidos que indicam a presença de solutos como o NaCl. Comparativamente com os intervalos e valores médios de Tmice determinados nas IF P e PS no QzIIA, os intervalos e valores médios nas IF P e PS no QzIIB mostram uma ligeira redução da salinidade dos fluidos neste estágio (i.e., diluição). A projeção dos valores de Tmice vs. TH *(Figura 621)*, mostra uma correlação positiva entre os parâmetros considerados, pondo em evidência uma diminuição de Tmice com a redução de TH, e vice-versa, uma correlação observada em outros exemplos analisados e que reflete a partição dos solutos não voláteis como o NaCl.

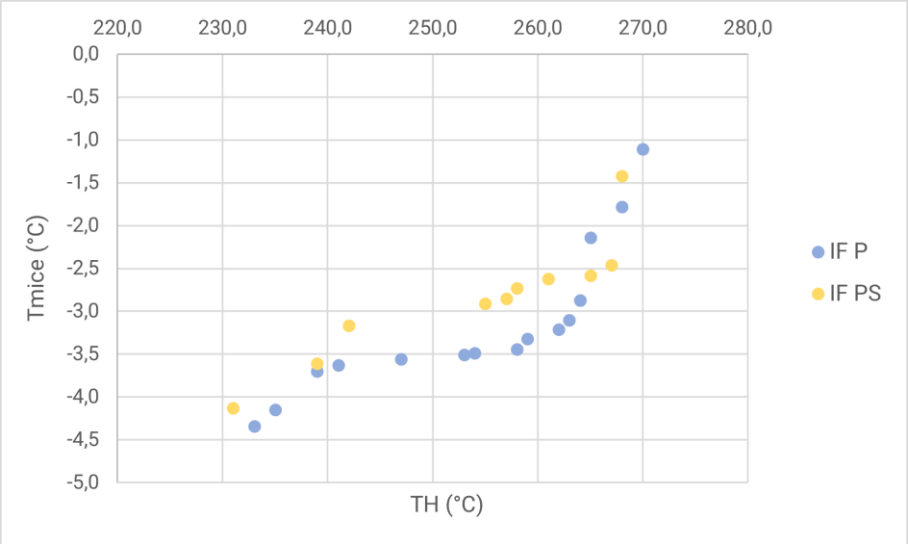


Figura 621 – Projeção dos valores de Tmice vs. TH obtidos nas IF P e PS analisadas no QzIIB.

Os intervalos de temperatura obtidos para TmCl nas IF P (7,5 a 10,6°C) e IF PS (7,2 a 9,1°C) e os valores médios calculados (8,4°C e 8,0°C), mostram grande proximidade entre si, mas distinguindo-se claramente das IF P e PS analisadas no QzIIA, no que toca a este parâmetro, pelos intervalos não só mais restritos como onde os valores máximos de TmCl excederem apenas ligeiramente os 10,0°C (apenas no caso das IF P). Tal como havia já sido demonstrado com os valores de $TmCO_2$ determinados nestas IF P e PS, existiu uma redução significativa de outros voláteis que não o CO_2 desde o fluido que deu origem da precipitação do QzIIA para o fluido do qual precipitou o QzIIB, pelo que os valores de TmCl mais confinados e inferiores nas IF P e PS no QzIIB, são um reflexo do aumento da dominância do CO_2 neste estágio. Esta conclusão advém do facto dos valores de TmCl terem sido registados acima de 0,0°C, evidenciando a presença de CO_2 (Moore et al., 1992), raramente ultrapassando os 10,0°C, indicando a fraca abundância de outras espécies voláteis além do CO_2 *(Collins, 1989; Seitz, 1987)*. A projeção dos valores de TmCl vs. TH *(Figura 622)* coloca em evidência uma correlação positiva entre estes parâmetros, onde TmCl decresce com o decréscimo de TH, e vice-versa, evidenciando que existiu um enriquecimento em voláteis além do CO_2, embora fraco, com o decréscimo da temperatura, tal como havia sido evidenciado pelos valores de $TmCO_2$ obtidos nestas IF. A própria inclinação das retas imaginárias definidas pelos pontos no gráfico TmCl vs. TH *(ver Figura 622)*, tem uma inclinação suave demonstrando que o enriquecimento em outros voláteis além do CO_2 foi muito restrito. Esta ideia é igualmente suportada pela projeção TmCl vs. $TmCO_2$ *(Figura 623)* onde embora seja notória uma correlação positiva entre os parâmetros, onde as IF P e PS

com menores valores de TmCl são aquelas que evidenciam valores mais baixos de $TmCO_2$, é notória que as inclinações de ambas as retas, definidas pelos pontos, é muito ténue, pelo que o enriquecimento em outros voláteis além do CO_2 com o avanço do arrefecimento, terá sido igualmente ténue e pouco expressivo.

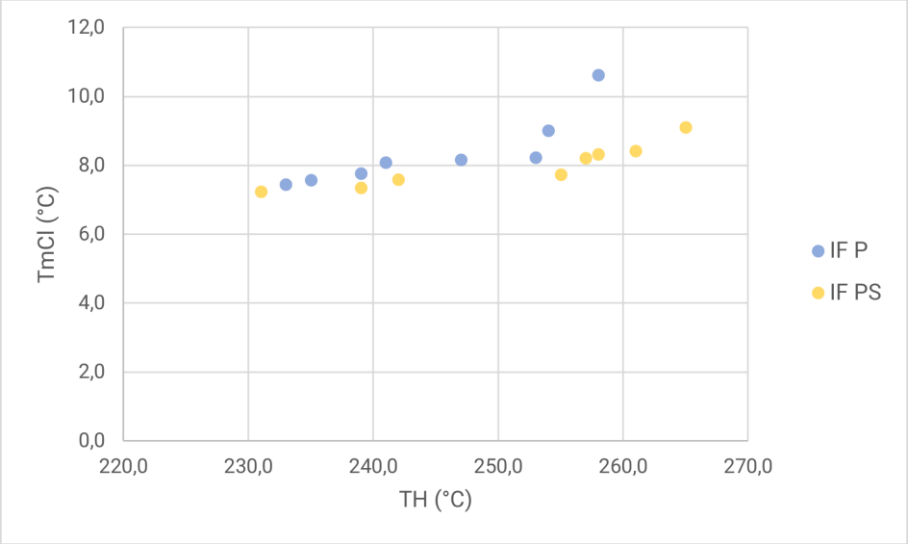


Figura 622 – Projeção binária dos valores de TmCl vs. TH relativos às IF P e PS analisadas no QzIIB.

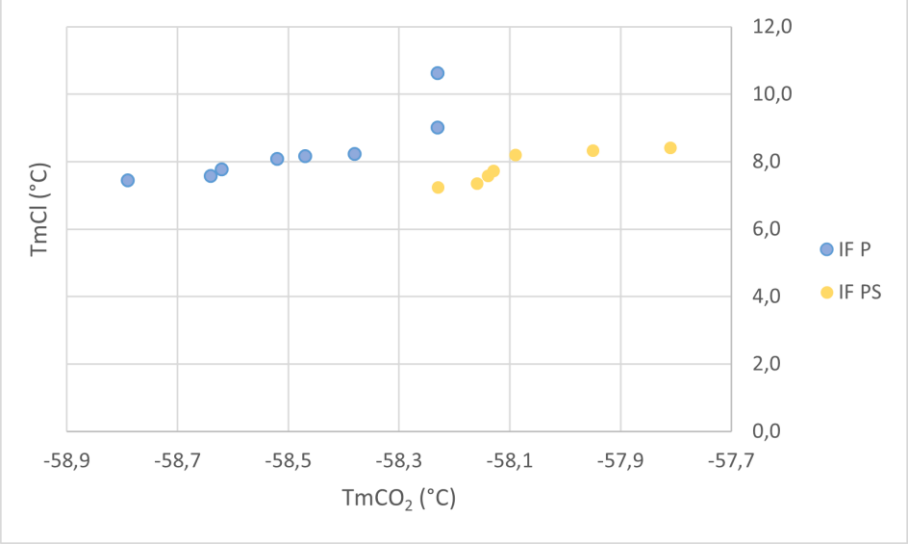


Figura 623 – Projeção binária dos valores de TmCl vs. $TmCO_2$ relativos às IF P e PS analisadas no QzIIB.

Os intervalos de temperaturas obtidos para $ThCO_2$ foram observados em poucas IF, dado que a quantidade de CO_2 líquido existente antes da sua homogeneização era escassa, sendo apenas detetável em IF de grande dimensão. Quando observável, foi

registado um intervalo de $ThCO_2$ compreendido entre os 18,0-18,3°C, com um valor médio de 18,1°C em ambos os casos, sendo que estes intervalos coincidentes deverão ser fruto das poucas medições conseguidas. De qualquer modo, os intervalos de temperaturas obtidos ocorreram acima dos 17,8 °C, o valor de temperatura de homogeneização do CO_2 puro *(Parry, 1986)*, existindo também aqui mais uma confirmação da presença de outros voláteis para além do CO_2. A projeção dos valores de $ThCO_2$ vs. TH *(Figura 624)*, poem, também neste caso em evidência a existência de outros voláteis além do CO_2, verificando-se que as IF com menores valores de $ThCO_2$ apresentam igualmente valores de TH mais baixos, sendo isto ainda mais confirmado pela projeção de $ThCO_2$ vs. $TmCO_2$ *(Figura 625)*, onde as IF com valores mais baixos de $ThCO_2$ são aquelas que exibem menores valores de $TmCO_2$.

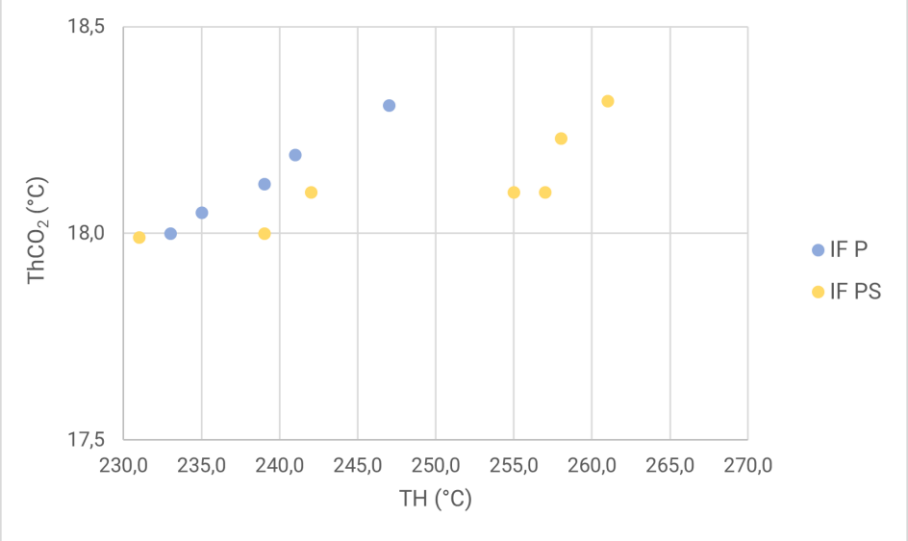


Figura 624 – Projeção binária dos valores de $ThCO_2$ vs. TH relativos às IF P e PS analisadas no QzIIB.

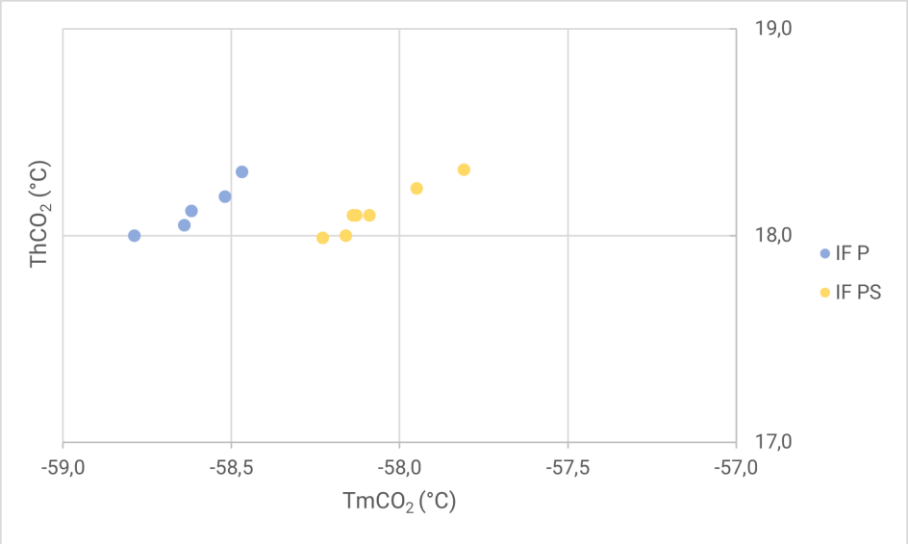


Figura 625 – Projeção binária dos valores de $ThCO_2$ vs. $TmCO_2$ relativos às IF P e PS analisadas no QzIIB.

No que toca aos intervalos de temperaturas relativos a TH nas IF P (233 a 295°C) e IF PS (231 a 284°C) assim como os valores médios determinados (261,0°C e 258,3°C), mostram que se trata de IF que aprisionam fluidos muito semelhantes entre si, mas distintos dos fluidos aprisionados nas IF P e PS no QzIIA, já que as primeiras apresentam intervalos e valores médios de TH significativamente mais baixos. Os intervalos e os valores médios obtidos nas IF P e PS no QzIIB, colocam assim em evidência, que a deposição do QzIIB e seus sulfuretos associados ocorreu a partir de fluidos não só de temperatura mais baixa, mas também como fora visto, existiu um decréscimo notório em termos do enriquecimento em voláteis além do CO_2 acompanhada de uma ténue diminuição da salinidade. Todas estas informações evidenciam que existiram efetivamente dois episódios de deposição de sulfuretos em Murçós, ou resultantes de dois fluidos distintos ou de um mesmo fluido que evolui desde o primeiro episódio de deposição até ao segundo episódio.

Fora ainda determinados o intervalo dos valores de Tmice em IF S (-2,0 a -0,8°C) no QzIIB, bem como o seu valor médio (-1,4°C), que indicam desde logo se tratar de fluidos onde estarão presentes solutos com o NaCl em baixa concentração. Recorrendo à tabela de salinidades correspondentes aos pontos de fusão do gelo, para fluidos do sistema H_2O-NaCl, de *Bodnar (1993)*, foi determinado um intervalo de salinidade compreendido entre 1,40 a 3,39 wt%NaCl, com um valor médio de 2,46 wt%NaCl, indicando que não estamos perante fluidos que possam conter halite, já que os valores se situam longe dos 26,5 wt%NaCl *(Knight & Bodnar, 1989; Bodnar, 1994; MacInnis & Bodnar, 2014)*. A projeção dos valores de Tmice vs. TH *(Figura 626)*, mostram uma clara

correlação positiva entre parâmetros, com as IF com pontos de fusão do gelo mais baixos a exibirem valores de TH igualmente mais baixos e vice-versa, e que como discutido anteriormente pode traduzir ora a partição de solutos como o NaCl com a perda de vapor *(Wilkinson, 2001)* ou modificações/reequilíbrios pós-aprisionamento *(Doppler et al., 2013; Bakker & Doppler, 2013, 2014, 2016; Klyukin et al., 2019; Lecumberri-Sanchez et al., 2020)*. De modo a testar este último cenário e partindo da ideia de *Doppler & Bakker (2013, 2014)* de que IF de dimensão mais reduzida e regular sofrem menos os efeitos de modificações e reequilíbrios, foram projetados os valores de Salinidade vs. Dimensão *(Figura 627)* destas IF S, de modo a determinar a sua correlação, verificando-se também neste caso uma correlação positiva entre ambos, com as IF S com maiores valores de salinidade a exibirem as maiores dimensões, mostrando que em certo grau estas IF terão sofrido reequilíbrios/modificações pós-aprisionamento que justifiquem a correlação observada e o aumento de salinidade. O intervalo de TH determinados nestas IF S (121,0 a 173,0°C) assim como o valor médio calculado (144,7°C), mostram que se trata de fluidos aquosos de relativa baixa temperatura e distintos dos fluidos presentes nas IF P e PS no QzIIB. A par disto, caracterizam-se por ser fluidos de salinidade bastante mais reduzida comparativamente com as IF P e PS presentes no QzIIB. Contudo, são muito semelhantes em termos petrográficos e termométricos, com outras IF S analisadas em outros minerais no depósito de Murços, pelo que todas estas IF S analisadas poderão representar todo um mesmo evento de circulação de fluidos tardios do sistema H_2O-NaCl, de baixa salinidade e num regime de temperaturas relativamente baixo, não associado às mineralizações presentes em Murços.

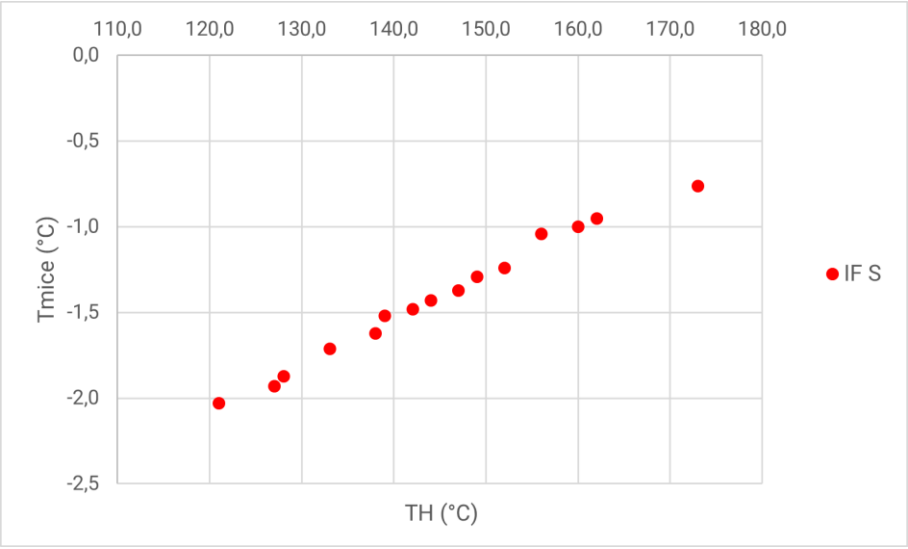


Figura 626 – Projeção binária dos valores de Tmice vs. TH relativos às IF S analisadas no QzIIB.

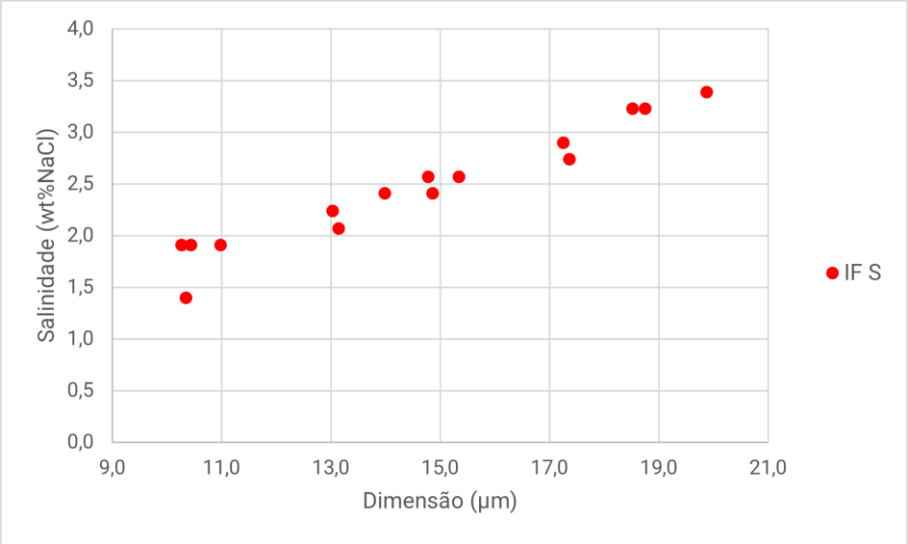


Figura 627 – Projeção binária dos valores de Salinidade vs. Dimensão relativos às IF S analisadas no QzIIB.

10.4.2.4. Quartzo III

Como fora referido aquando do estudo petrográfico das amostras de Murços, o QzIII corresponde a uma geração de quartzo leitoso, ora maciço ora por vezes contendo geodes preenchidos por cristais euédricos a subédricos, estéril e que se encontra associado a sistemas as conjugados de fraturas: o principal com direção NNE-SSW e o conjugado com direção NNW-SSE *(Noronha et al., 2006; Dias et al., 2013)*, e cuja génese tem vindo a ser associada à transição do ciclo varisco para o ciclo alpino *(Silva, 2014)*. Este episódio de deformação em regime frágil a frágil-dúctil, é responsável pela formação de uma densa rede de fraturas, e onde, sobretudo os filões de NNW-SSE a N-S são caracterizados por uma intensa circulação de fluidos, surtindo numa abundante deposição de quartzo *(Ribeiro et al., 2000)*, filões estes que afetam de um modo generalizado a grande maioria das litologias presentes na ZGTM e na ZCI *(Dias et al., 2013)*.

Os ensaios microtermométricos levados a cabo nas IF P presentes nesta tipologia de quartzo, não revelaram nenhuma transição de fase que indicasse a presença de voláteis, pelo que foram interpretados como fluidos do sistema H_2O-NaCl. Relativamente ao intervalo de temperaturas para Tmice (-2,6 a -0,9°C), bem como o valor médio obtido (-1,7°C), indicam a presença de solutos como o NaCl, bem como uma baixa salinidade destes fluidos. De modo a determinar a salinidade destas IF, foi utilizada a tabela de salinidades correspondentes aos pontos de fusão do gelo, para fluidos do sistema H_2O-NaCl, de *Bodnar (1993)*, tendo sido determinado um intervalo de salinidade compreendido entre 1,57 e 4,34 wt%NaCl, bem como um valor médio de

2,86 wt%NaCl. Estes valores do intervalo de salinidade encontram-se bastante abaixo dos 26,5 Wt%NaCl, sendo uma indicação que estes fluidos não deverão conter halite *(Knight & Bodnar, 1989; Bodnar, 1994; MacInnis & Bodnar, 2014)*. A projeção dos valores de Tmice vs. TH *(Figura 628)* obtidos nestas IF, mostra uma evidente correlação positiva entre a diminuição dos valores de Tmice com a diminuição de TH, um padrão já identificado em outras situações, e que tal como discutido, pode por um lado refletir a partição de elementos não voláteis no fluido com o arrefecimento *(Wilkinson, 2001)* ou, por outro lado, traduzir modificações/reequilíbrios pós-aprisionamento *(Doppler et al., 2013; Bakker & Doppler, 2013, 2014, 2016; Klyukin et al., 2019; Lecumberri-Sanchez et al., 2020)* De modo a tentar reconhecer um cenário de aumento de salinidade resultante de reequilíbrios pós-aprisionamento, foram projetados os valores de salinidade obtidos vs. a dimensão *(Figura 629)* das IF, uma vez que, de acordo com *Doppler & Bakker (2013, 2014)*, este cenário é menos provável em IF de dimensão menor e de geometria mais regular. A projeção destes valores revelou uma correlação positiva entre estes parâmetros, sugerindo que em certo grau estas IF poderão terão sido reequilibradas/modificadas, o que não deixa de ser um cenário plausível, uma vez que associado ao regime frágil a frágil-dúctil que levou à abertura das falhas e posterior enchimento dos filões, estes foram encontram-se na área da ZCLRM, pelo que os diferentes episódios de movimentação/cisalhamento poderão ter contribuído para esta situação. O intervalo determinado para TH nestas IF P foi determinado a ocorrer entre 137,0 e 196°C, assim como foi calculado um valor médio de 172,9°C. Colocando em comparação os fluidos analisados nestas IF P no QzIII, com as IF S analisadas nas diferentes gerações de quartzo presentes em Murçós, tendo por base neste ponto apenas os parâmetros petrográficos e termomicrométricos determinados, verifica-se que existe uma grande semelhança entre estas tipologias de IF, nomeadamente a nível de Tmice (salinidade) e TH, embora no QzIII o valor de TH é o máximo registado nos fluidos H_2O-NaCl analisados. Estas semelhanças entre os fluidos aprisionados nas IF P no QzIII e as IF S estudadas nos diferentes quartzos, poderá indicar que as IF S poderão corresponder aos fluidos que presidiram a precipitação do QzIII nos filões de direção NNW-SSE a N-S presentes na área de Murçós, e que terão circulado em fraturas e espaços intergranulares nas diferentes gerações de quartzo do depósito.

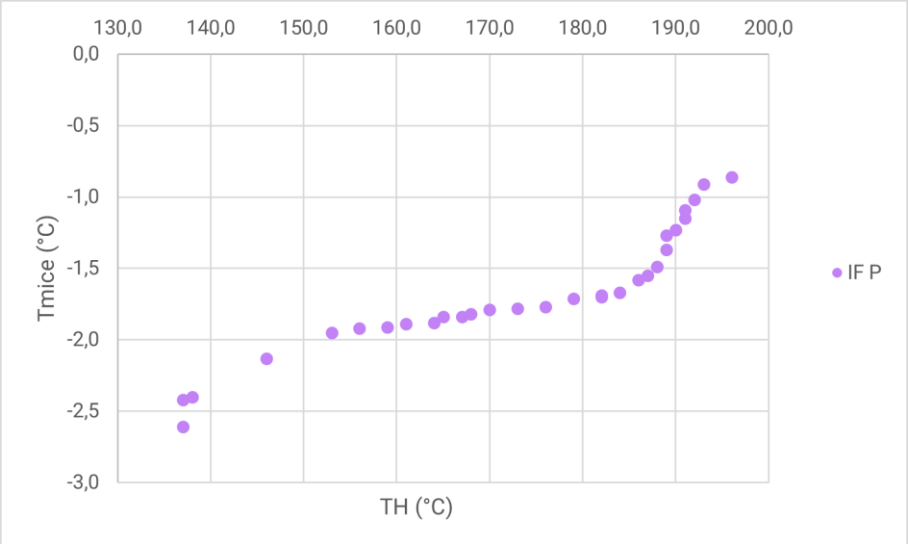


Figura 628 – Projeção binária dos valores de Tmice vs. TH relativos às IF P analisadas no QzIII.

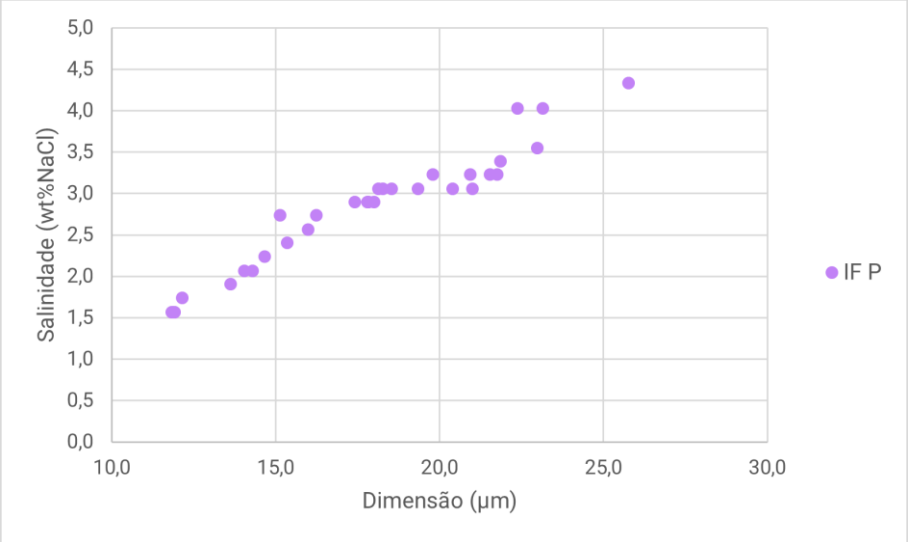


Figura 629 – Projeção binária dos valores de Salinidade vs. Dimensão relativos às IF P analisadas no QzIII.

10.5. Microespectrometria Raman

10.5.1. Metodologia

As análises quantitativas de microespectrometria Raman tiveram como o objetivo a caracterização quantitativa e qualitativa da composição dos fluidos aprisionados nas IF P e PS selecionadas para o efeito, tendo sido levados em conta para esta seleção os fatores petrográficos e microtermométricos que levaram a que estas IF P e PS são representativas dos fluidos que presidiram os eventos mineralizantes nos depósitos de Ervedosa e Murçós. Não foram levadas a cabo análises de microespectrometria Raman nas diferentes IF S sobre as quais foram levados a cabo estudos microtermométricos em diferentes amostras dos depósitos de Ervedosa e Murçós por não constituírem fluidos cujo este tipo de caracterização seja absolutamente essencial na compreensão dos fluidos que presidiram as mineralizações e a evolução dos fluidos mineralizantes em ambos os casos de estudo. Para além disto, aquando da tentativa de executar análises de microespectrometria Raman sobre estas IF S, as mesmas exibiram um comportamento pseudo-browniano com movimento muito intenso, em consequência da incidência da luz transmitida sobre as amostras, levando ao seu aquecimento e, tornando-se assim extremamente difícil a fixação do laser sobre a fase volátil. Os ensaios de espectrometria Raman foram levadas a cabo num espectrómetro Renishaw Raman InVia Qontor equipado com um laser He-Ne de 633nm, com um microscópio Olympus integrado, e num espectrómetro Horiba Jobin-Yvon LabRaman, equipado com um laser He-Ne de 632,8nm, acoplado a um microscópio Olympus, seguindo os procedimentos descritos por *Prieto et al. (2012)*. Após a obtenção dos espectros Raman referentes às IF P e PS analisadas em diferentes minerais hospedeiros, estes foram tratados com recurso ao software NGSLabSpec, com vista ao corte, normalização e obtenção das áreas dos picos correspondentes às diferentes espécies voláteis analisadas, nomeadamente o CO_2, CH_4 e N_2, áreas estas necessárias ao cálculo da composição global e da composição da fase volátil. Estes cálculos composicionais foram levados a cabo nos programas informáticos do pacote FLUIDS desenvolvidos por Ronald J. Bakker. Estes programas calculam a composição e densidade globais, utilizando determinadas equações de estado que combinam dados microtermométricos com o Flw e dados de microespectrometria Raman. Os resultados obtidos serão apresentados sobre a forma de tabelas à medida que são demonstrados os resultados obtidos em cada tipologia de IF analisadas nos diferentes minerais. Em anexo podem ser consultados os resultados na integral. Na *Tabela 38* encontra-se expresso o número

de IF P e PS representativas selecionadas para análises de microespectrometria Raman.

Depósito mineral	Mineral hospedeiro	IF Primárias (n)	IF Pseudo secundárias (n)
Ervedosa	Cassiterite	30	10
	Quartzo IA	50	25
	Quartzo IB	30	-
	Quartzo IIA	30	25
	Quartzo IIB	30	20
Murçós	Scheelite	29	15
	Cassiterite	3	-
	Quartzo IA	50	25
	Quartzo IB	25	-
	Quartzo IIA	30	25
	Quartzo IIB	25	15

Tabela 38 – Compilação dos números de IF P e PS, selecionadas para análises quantitativas e qualitativas de microespectrometria Raman, em diferentes minerais dos depósitos de Ervedosa e Murçós.

10.5.2. Resultados

10.5.2.1. Depósito de Sn(W) de Ervedosa

10.5.2.1.1. Cassiterite

Os resultados análises de microespectrometria Raman levadas a cabo nas IF P e PS selecionadas na cassiterite e nas diferentes gerações de quartzo estudadas (exceto a geração de QzIII estéril), obtidos após processamento dos espectros obtidos com recurso ao software LabSpec (versão 5.45.09), encontram-se sintetizados na *Tabela 39*. Em anexo podem ser encontrados os resultados na integral. Os dados de microespectroscopia Raman das IF P e PS analisadas nos diferentes minerais do depósito de Ervedosa serão apresentados conjuntamente, de modo a melhor correlacionar os resultados obtidos.

Mineral	Tipologia de IF	Composição da fase volátil			Composição global					
		mole% CO_2	mole% CH_4	mole% N_2	mole% H_2O	mole% CO_2	mole% CH_4	mole% N_2	NaCl eq.%	Densidade (g/cm^3)
Cassiterite	P	41,9 – 72,3	21,0 – 48,8	5,0 – 19,1	75,6 – 87,3	5,5 – 15,5	2,8 - 8,1	0,7 – 3,7	1,30 – 2,09	0,9751 - 0,9448
	PS	57,9 – 71,5	17,4 – 32,3	1,0 – 14,4	75,0 – 81,2	10,7 – 14,3	3,4 – 6,0	2,2 – 3,9	1,32 – 1,81	0,9476 – 0,9912
Quartzo IA	P	41,1 – 79,7	10,4 – 48,9	1,8 – 27,6	69,9 – 83,3	9,0 – 24,6	1,2 – 12,6	1,0 – 7,4	0,71 – 1,96	0,7502 - 0,9936
	PS	47,7 – 73,5	16,3 – 36,3	2,8 – 23,2	75,1 – 81,2	11,0 – 15,4	3,8 – 6,4	1,9 – 5,6	1,06 – 2,00	0,8991 – 0,9194
Quartzo IB	P	49,6 – 71,4	15,6 – 38,3	5,7 – 15,8	73,1 – 78,2	11,0 – 15,2	4,3 – 8,5	2,0 – 5,8	1,33 – 1,91	0,8921 – 0,9184
Quartzo IIA	P	89,2 – 96,8	2,1 – 7,2	1,0 – 4,7	83,4 – 89,0	9,0 – 14,9	0,3 – 1,0	0,1 – 0,8	0,24 – 1,25	0,9684 - 1,0047
	PS	90,9 – 95,1	3,6 – 6,0	1,3 – 4,2	83,9 – 89,2	8,9 – 14,7	0,5 – 1,0	0,3 – 0,9	0,10 – 0,92	0,9802 – 1,0061
Quartzo IIB	P	90,2 – 94,6	3,1– 7,2	1,5 – 3,8	83,0 – 88,2	9,9 – 14,6	0,4 – 1,0	0,2 – 0,8	0,14 – 0,78	0,9801 – 1,0031
	PS	90,6 – 94,3	3,4 – 6,2	1,5 – 3,9	83,9 – 88,3	10,0 – 14,3	0,6 – 1,0	0,4 – 0,8	0,17 – 0,62	0,9803 – 1,0024

Tabela 39 – Compilação dos resultados de microespectrometria Raman obtidos nas inclusões fluidas P e PS analisadas nos diferentes minerais hospedeiros selecionados no depósito de Ervedosa.

No que diz respeito às composições da fase volátil apuradas nas IF P e PS analisadas na cassiterite, observa-se grande variabilidade nas quantidades dos gases presentes. O CO_2 é o gás dominante da fase volátil da maioria das IF P e PS analisadas *(Figura 630)*, com quantidades que variam entre 39,48 e 72,3 mole% nas IF P e 58,0 e 71,5 mole% nas IF PS. O valor médio das quantidades de CO_2 na fase volátil das IF P corresponde a 58,4 mole%, enquanto nas IF PS o valor médio ronda 67,3 mole%. O histograma da *Figura 631* mostra que a maioria das IF P e PS analisadas apresentam quantidades de CO_2 essencialmente situadas no intervalo entre 61,4 e 72,3 mole%.

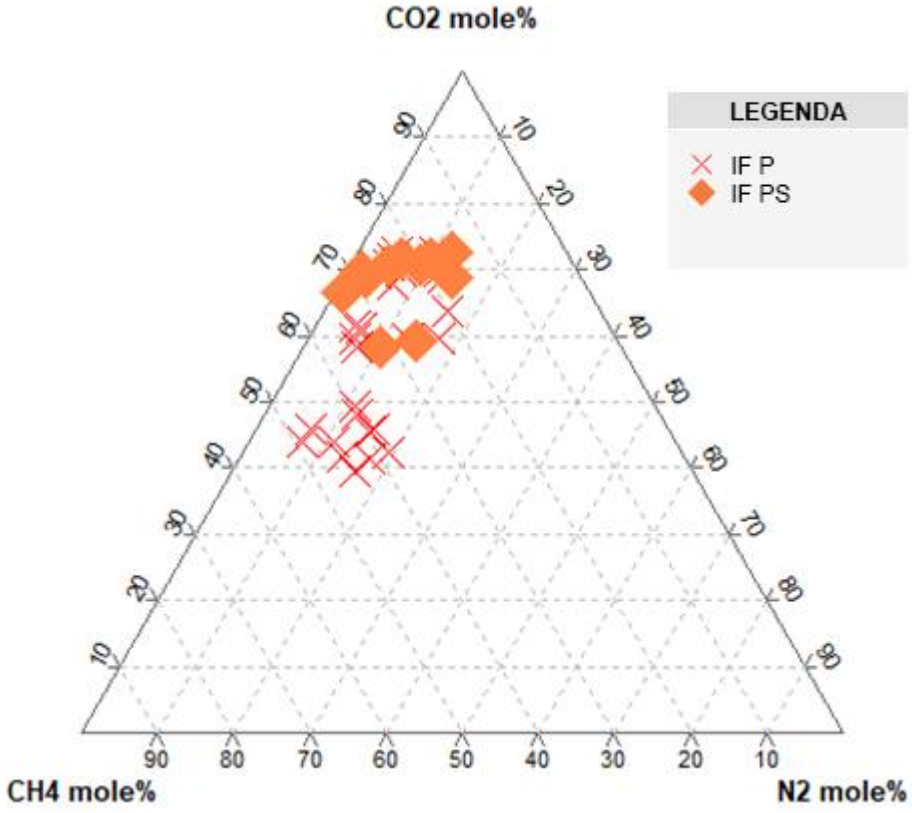


Figura 630 – Diagrama ternário CO_2-CH_4-N_2 relativo à composição da fase volátil das IF P e PS analisadas na cassiterite.

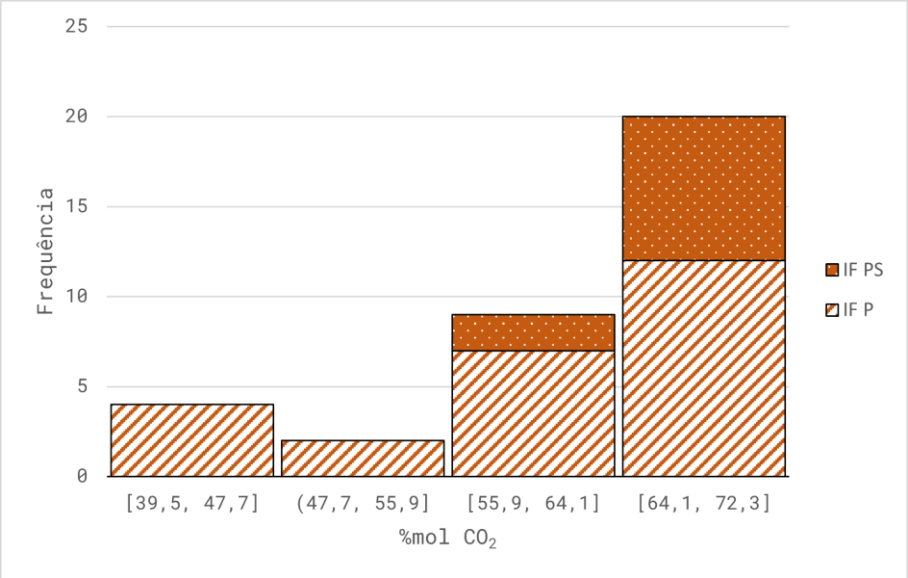


Figura 631 – Histograma da frequência dos valores de quantidade de CO_2 presente na fase volátil das IF P e PS analisadas na cassiterite

O CH_4 corresponde ao segundo gás mais relevante da fase volátil das IF P e PS da cassiterite, ocorrendo em quantidades situadas entre 15,1 e 47,8 mole% nas IF P e 17,4 e 32,3 mole% nas IF P. Nas IF P o valor médio das quantidades de CH4 é de 30,9 mole% e nas IF PS este valor é de 24,8 mole%. A maioria das IF P e PS analisadas na cassiterite mostram quantidades de CH_4 essencialmente compreendidas no intervalo situado entre os 15,1 mole% e os 23,5 mole%, com um número inferior, mas considerável de IF a mostrarem quantidades de CH_4 contidas no intervalo adjacente compreendido entre os 23,5 e 31,9 mole% *(Figura 632)*.

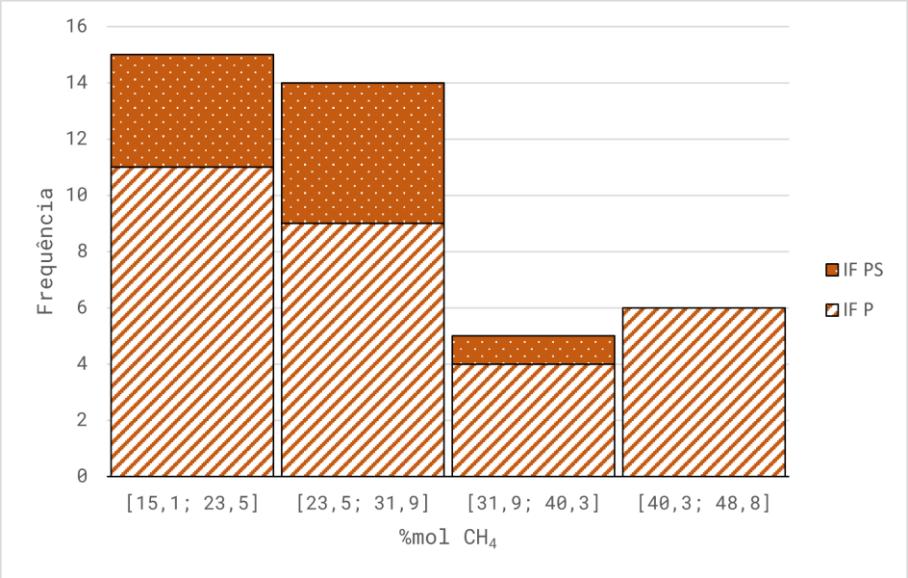


Figura 632 – Histograma da frequência dos valores de quantidade de CH_4 presente na fase volátil das IF P e PS analisadas na cassiterite

O N_2 corresponde ao gás menos abundante, mas que surge por vezes em quantidades apreciáveis, com as IF P a registarem quantidades compreendidas entre 4,9 e 19,1 mole% e as IF PS com quantidades que variam entre 1,05 e 14,4 mole%. A média dos valores da quantidade de CH_4 nas IF situa-se nos 10,8 mole%, enquanto as IF PS revelam um valor médio de 7,8 mole%. De um modo geral a maioria das IF P mostram quantidades de CH_4 situadas sobretudo no intervalo compreendido entre 5,7 e 10,4 mole%, verificando-se uma maior distribuição no caso das IF PS, nas quais o número de observações são aproximadamente as mesmas neste intervalo e nos intervalos adjacentes *(Figura 633)*.

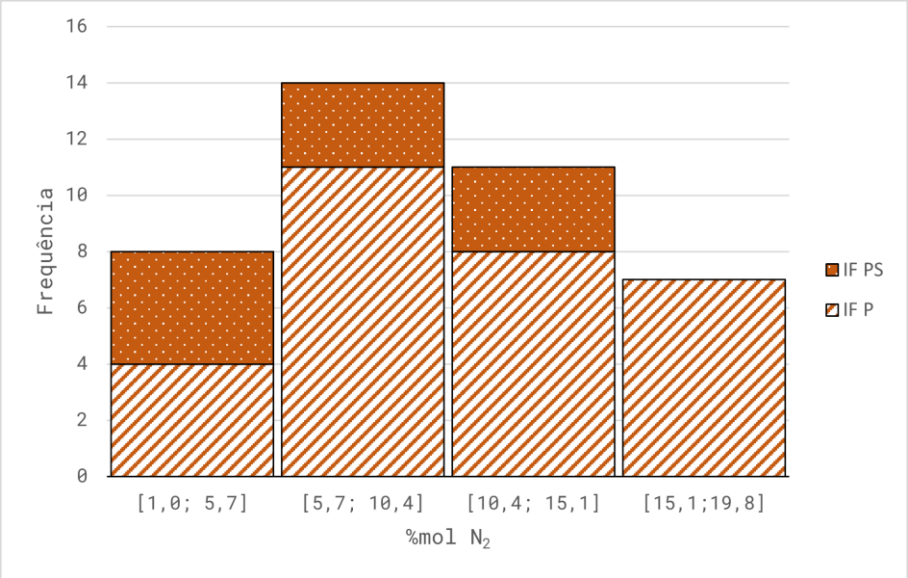


Figura 633 – Histograma da frequência dos valores de quantidade de N_2 presente na fase volátil das IF P e PS analisadas na cassiterite.

A composição global das IF P e PS mostra em ambos os casos ser dominada por H_2O, em quantidades que variam entre 75,6 e 87,3 mole% nas IF P e 74,9 e 81,1 mole% nas IF PS *(Figura 634)*. Os valores médios da quantidade de H_2O presente nas IF P é igual a 79,3 mole%, e de 78,3 mole% nas IF PS. No que diz respeito aos valores de quantidade de H_2O mais frequentes, observa-se que no caso das IF P, estes valores situam-se preferencialmente no intervalo compreendido entre 79,1 e 81,1 mole%, enquanto nas IF PS, a maioria das observações situa-se no intervalo de quantidades que varia entre 77,0 e 79,1 mole% *(Figura 635)*.

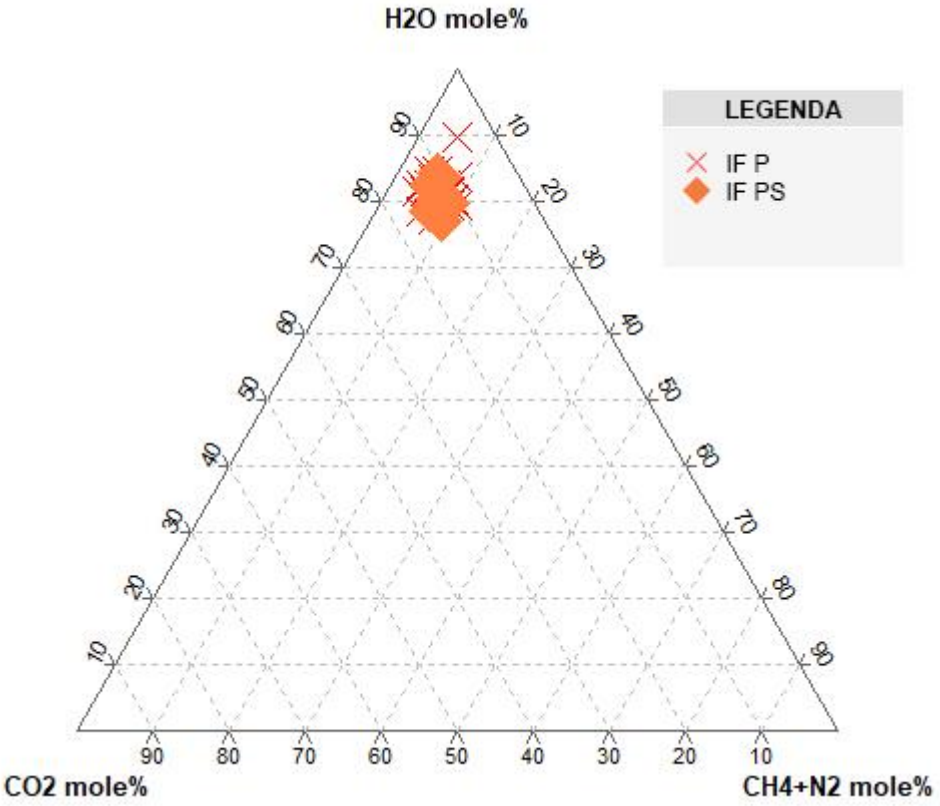


Figura 634 – Diagrama ternário H_2O-CO_2-CH_4+N_2 relativo à composição global das IF P e PS analisadas na cassiterite.

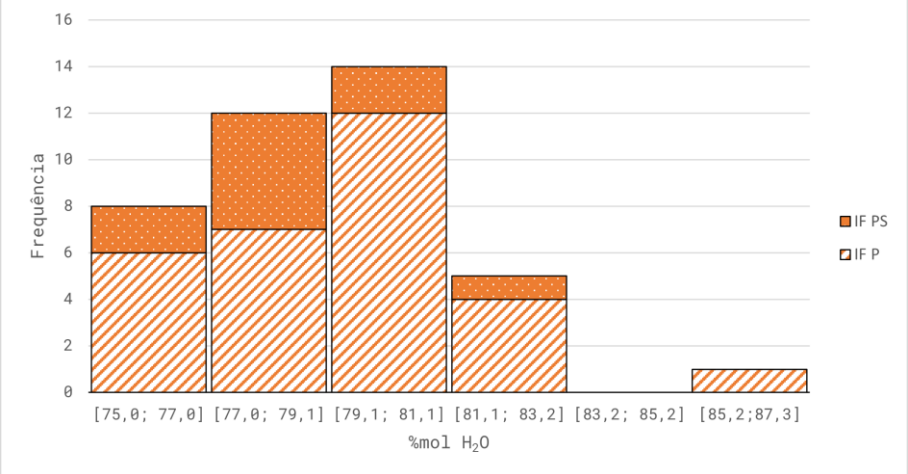


Figura 635 – Histograma da frequência dos valores de quantidade de H_2O presente na fase volátil das IF P e PS analisadas na cassiterite.

O CO_2 apresenta quantidades compreendidas entre 5,5 a 15,5 mole% nas IF P e quantidades entre 10,7 e 14,3 mole% nas IF PS. O CH_4 surge em quantidades situadas entre 2,0 e 8,9 mole% nas IF P, e quantidades situadas entre 3,7 e 6,0 mole% nas IF PS. O N_2 ocorre em pequenas quantidades compreendidas entre 0,7 e 3,7 mole% nas

IF P e 2,2 e 3,9 mole% nas IF PS. Os fluidos aprisionados nas IF P e PS na cassiterite revelam ser de baixa salinidade, com valores entre 1,30 e 2,09 NaCl eq.% nas IF P, e 1,32 e 1,81 nas IF PS. O valor médio da salinidade dos fluidos aprisionados nas IF P 1,73 NaCl eq.%, e de aproximadamente 1,62 NaCl eq.% no caso das IF PS. A grande maioria das IF P e PS analisadas na cassiterite mostram valores mais frequentes essencialmente concentrados nos intervalos contíguos compreendidos entre 1,50 e 1,69 NaCl eq.% e 1,69 e 1,89 NaCl eq.% *(Figura 636)*. A densidade destes fluidos é elevada, com valores situados entre 0,9069 e 0,9995g/cm^3 nas IF P e 0,9476 e 0,9899g/cm^3 nas IF PS. Os valores médios de densidades rondam 0,9605g/cm^3 nas IF P e 0,9783 nas IF PS. O maior número da frequência de valores de densidade nas IF P situa-se nos intervalos compreendidos entre 0,9529 e 0,9762g/cm^3 e 0,9762 e 0,9995g/cm^3, enquanto os valores de densidade das IF PS se situam essencialmente no último intervalo referido *(Figura 637)*.

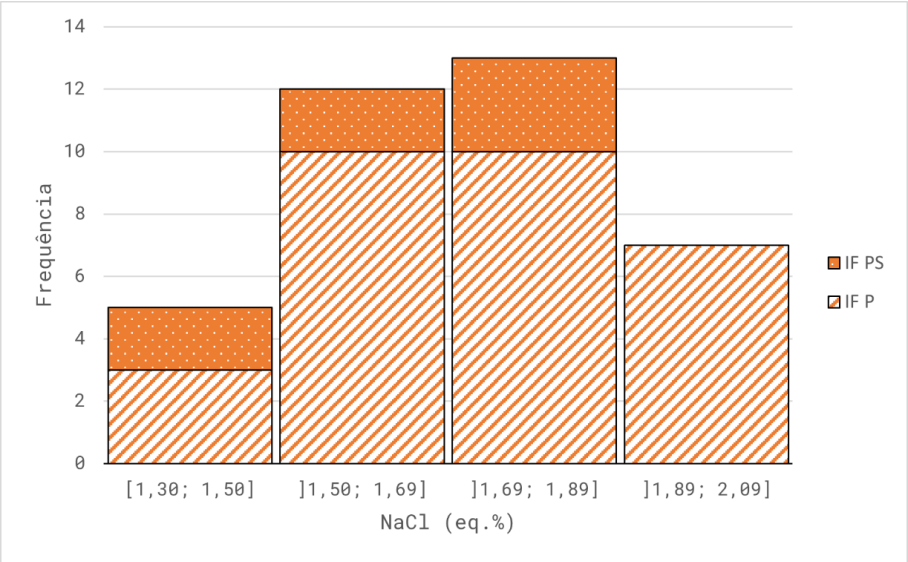


Figura 636 – Histograma da frequência dos valores de quantidade de NaCl determinados nas IF P e PS analisadas na cassiterite.

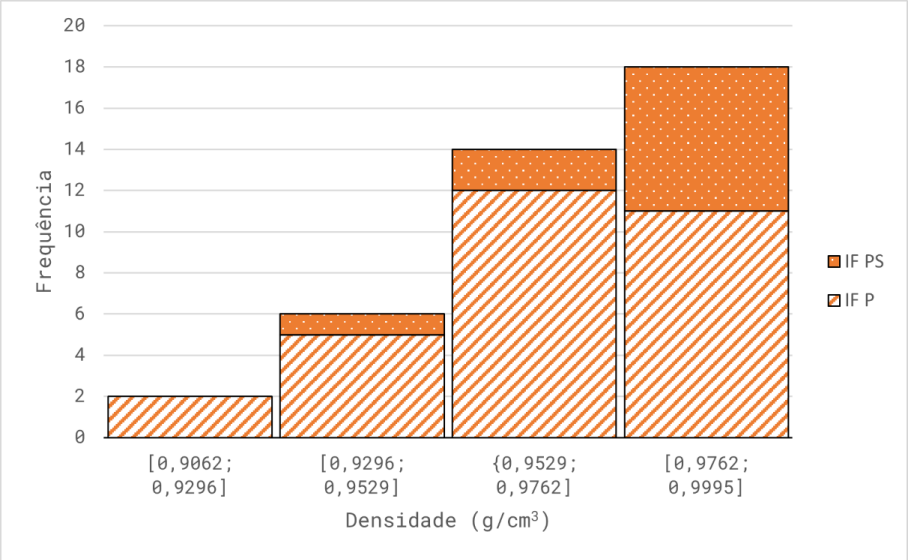


Figura 637 – Histograma da frequência dos valores de densidade apurados nas das IF P e PS analisadas na cassiterite.

10.5.2.1.2. Quartzo IA e IB

As análises de microespectrometria Raman levadas a cabo nas IF e PS no QzIA, contemporâneo da deposição da cassiterite, revelaram composições da fase volátil igualmente variáveis, no entanto dominadas pela presença do CO_2 *(Figura 638)*, tal como no caso das IF P e PS analisadas na cassiterite. Por motivos de melhor contextualização, serão apresentados conjuntamente os resultados das análises de microespectrometria Raman levadas a cabo nas IF P analisadas no QzIB, resultante da subgranulação do QzIA. O CO_2 surge em quantidades que se situam entre 41,1 e 79,7 mole% nas IF P e 47,7 e 73,5 mole% nas IF PS. O cálculo do valor médio das quantidades presentes nas IF P revelou um valor de 58,6 mole%, e um valor de 63,7 mole% no caso das IF PS. A maior frequência das quantidades de CO_2 nas IF P e PS analisadas no QzIA situam-se no intervalo contido entre os 67,5 e 76,3 mole% *(Figura 639)*, embora tal como referido anteriormente, existe uma grande variabilidade das quantidades de CO_2 presentes nestas IF. As IF P analisadas no QzIB mostram, uma composição da fase volátil essencialmente dominada pelo CO_2, mas com uma variabilidade também alargada, variando desde 49,6 a 71,4 mole% de CO_2, com um valor médio de 67,0 mole%. Apesar da variabilidade verificada, a grande maioria das IF P analisadas no QzIB mostra que os valores de quantidade de CO_2 mais recorrentes estão compreendidos entre os 67,0 e 71,4 mole% *(Figura 640)*.

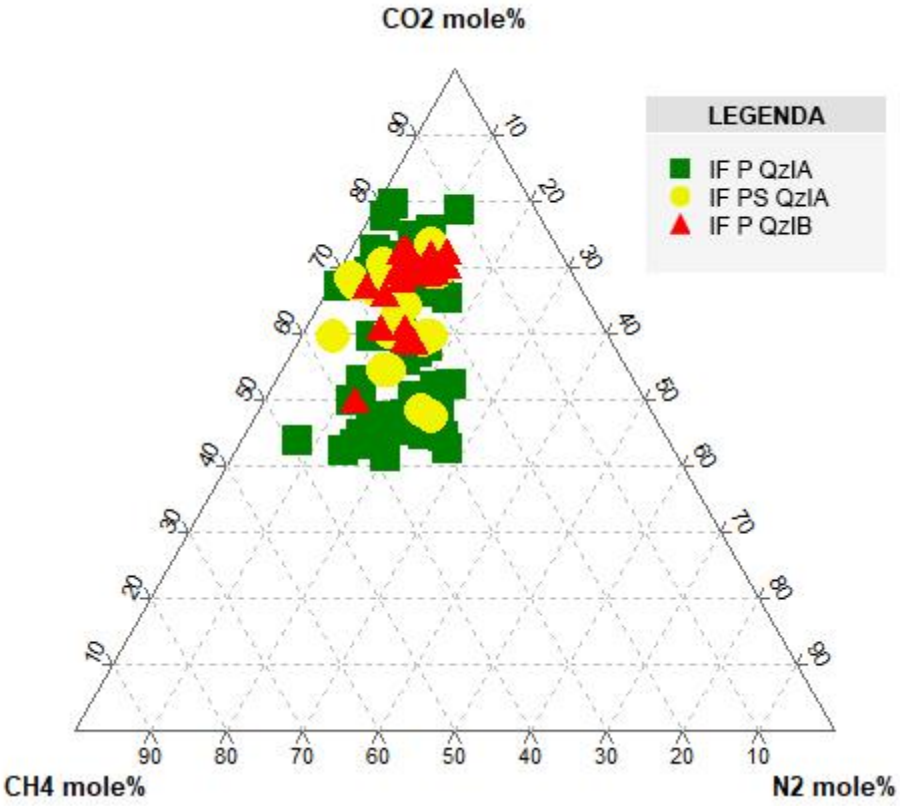


Figura 638 – Diagrama ternário CO_2-CH_4-N_2 relativo à composição da fase volátil das IF P e PS analisadas no QzIA e nas IF P analisadas no QzIB.

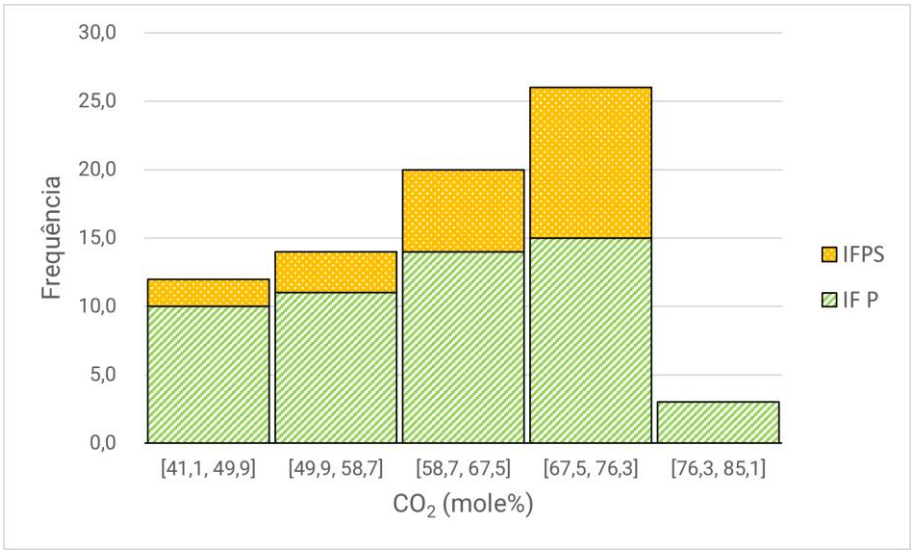


Figura 639 – Histograma da frequência das quantidades de CO_2 apurados nas das IF P e PS analisadas no QzIA.

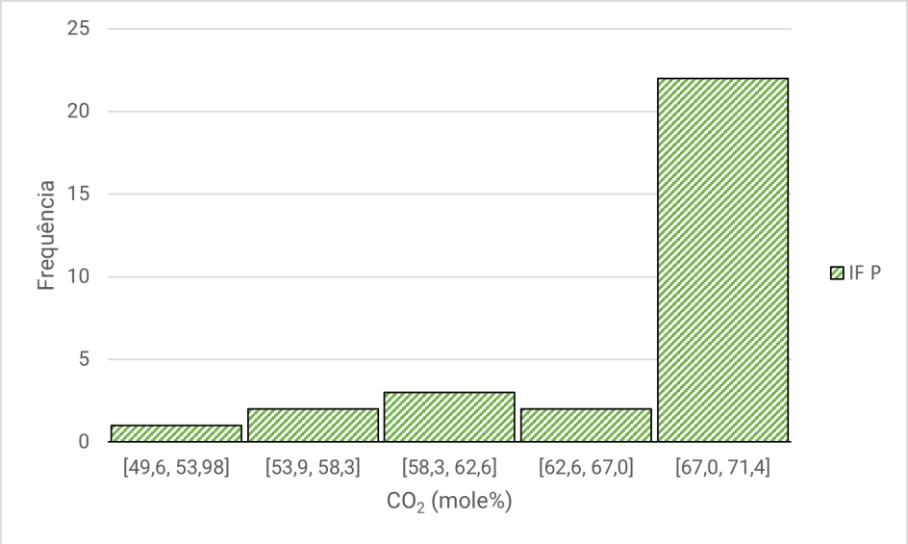


Figura 640 – Histograma da frequência das quantidades de CO_2 apurados nas das IF P analisadas no QzIB.

O CH_4 apresenta igualmente grande variabilidade na sua abundância relativa, mas que em alguns casos apresenta quantidades muito importantes, com as IF P a mostrarem quantidades situadas entre 10,4 e 48,9 mole%, e quantidades entre 16,3 e 36,3 mole% nas IF PS. Os valores médios das quantidades de CH_4 nestas IF situam-se nos em 27,7 mole% nas IF P e 24,4 mole% nas IF PS. A projeção das frequências das quantidades de CH_4 apuradas mostram que a maioria das medições se situam essencialmente divididas entre os intervalos situados entre 16,8 e 23,2 mole% e 23,2 a 29,6 mole% *(Figura 641)*. As IF P analisadas no QzIB revelaram quantidades de CH_4 situadas entre15,6 e 38,3 mole% também algo variáveis, embora exista uma ligeira menor variabilidade sobretudo no que toca ao valor máximo encontrado, O valor médio da quantidade de CH_4 nestas IF P corresponde a 22,4 mole%, e a maior frequência de quantidade situam-se de modo marcado no intervalo compreendido entre 20,1 e 24,7 mole% *(Figura 642)*.

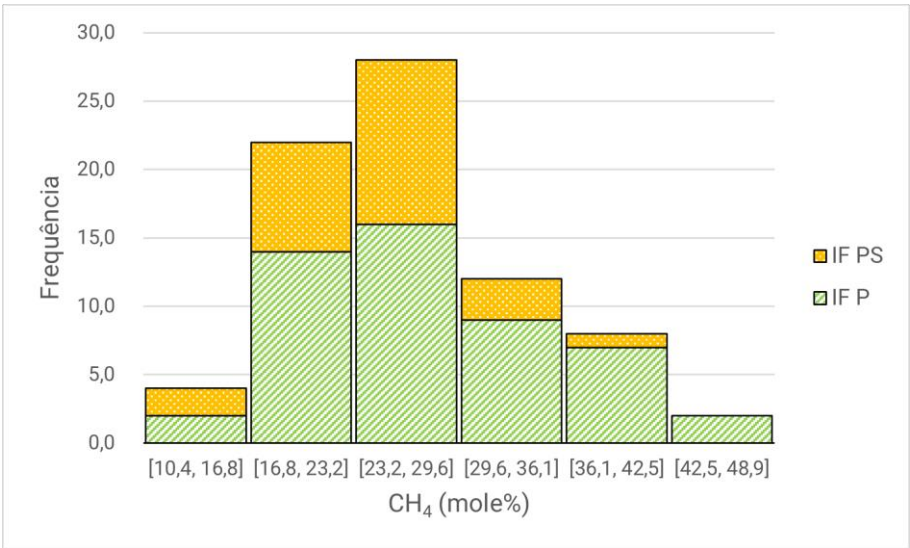


Figura 641 – Histograma da frequência das quantidades de CH_4 apurados nas das IF P e PS analisadas no QzIA.

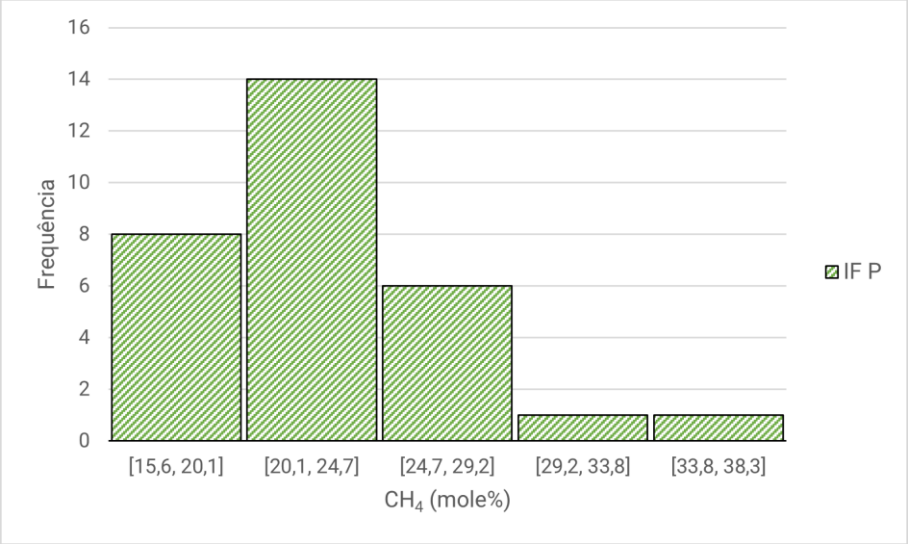


Figura 642 – Histograma da frequência das quantidades de CH_4 apurados nas das IF P analisadas no QzIB.

Os valores das quantidades de N_2 encontrados nas IF P e PS analisadas no QzIA são mais variáveis e em alguns casos importantes, como no caso das IF P a registarem valores entre 1,8 e 27,6 mole% e as IF PS com quantidades compreendidas entre 2,8 e 23,2 mole%. O valor médio das quantidades de CH_4 corresponde a 13,9 mole% nas IF P e 11,9 mole% nas IF, com um grande número de observações a situarem-se sobretudo distribuídas nos intervalos contíguos compreendidos entre os 10,4 e 14,7 mole% e 14,7 e 19,0 mole%, sendo que no caso das IF PS, a maioria das medições cai de modo muito notório no primeiro intervalo *(Figura 643)*. As IF P analisadas no QzIB mostraram quantidades de N_2 também variáveis, embora em menor grau, situadas entre

5,7 e 15,8 mole% de CO_2, e um valor médio de 10,6 mole%. No caso destas IF P, a maior frequência de medições situa-se de modo bastante distinto no intervalo compreendido entre 7,7 e 9,7 mole% *(Figura 644)*.

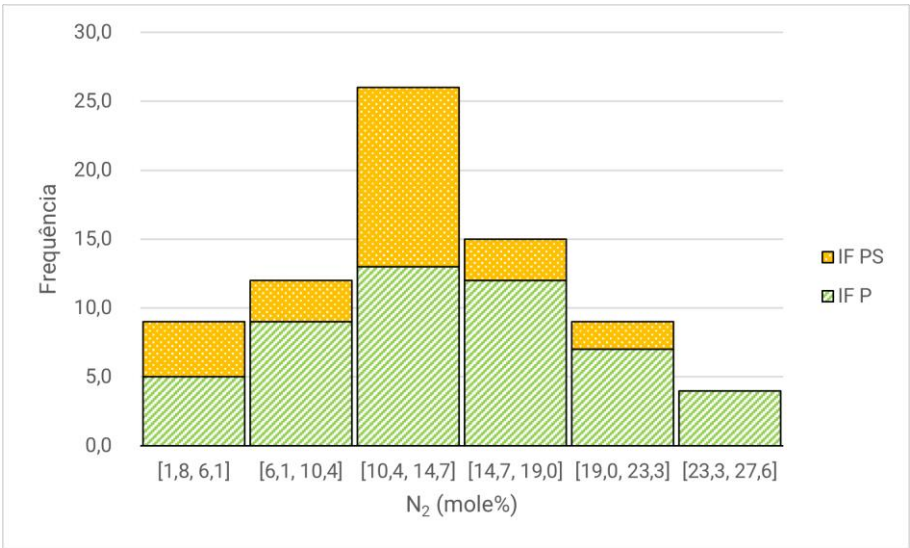


Figura 643 – Histograma da frequência das quantidades de N_2 apurados nas das IF P e PS analisadas no QzIA.

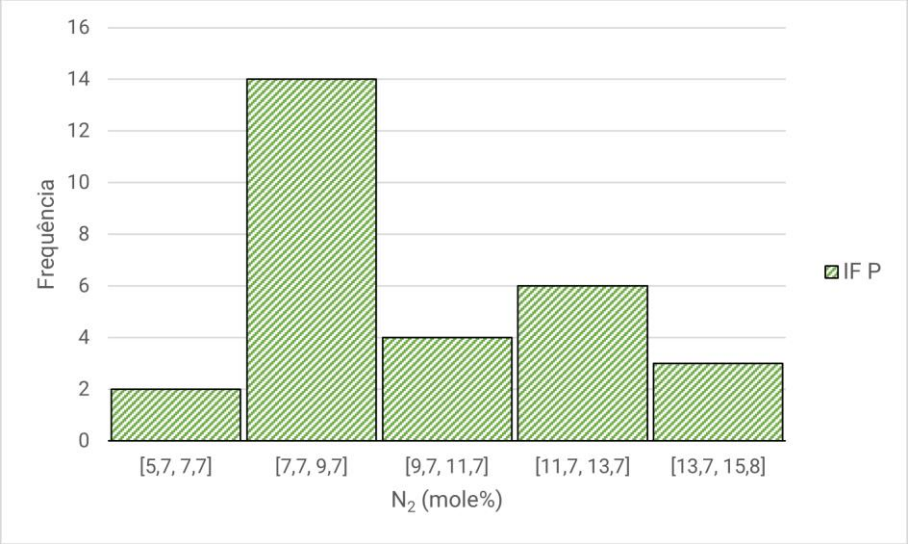


Figura 644 – Histograma da frequência das quantidades de N_2 apurados nas das IF P analisadas no QzIB.

A composição global dos fluidos aprisionados nas IF P e PS do QzIA é dominada pela H_2O, com as IF P com quantidades que variam entre 62,1 e 83,3 mole%, e as IF PS com quantidades compreendidas entre 75,1 e 81,2 mole% *(Figura 645)*, com um valor médio 75,9 mole% para o caso das IF P e 77,4 mole% no caso das IF PS. Nestas IF, é

de observável de modo muito notório que a grande maioria das IF P e PS apresenta quantidades de H_2O compreendidas entre os 76,2 e 83,3 mole% *(Figura 646)*. As IF P analisadas no QzIB mostram igualmente serem dominadas pela presença da H_2O, com quantidades de H_2O situadas entre 73,1 e 78,2 mole% (ver *Figura 645*), com um valor médio de 75,8 mole%. No caso destas IF P, a maioria das análises revelou que os valores de quantidade de H_2O se situam essencialmente no intervalo que varia entre 75,2 e 76,2 mole% *(Figura 647)*.

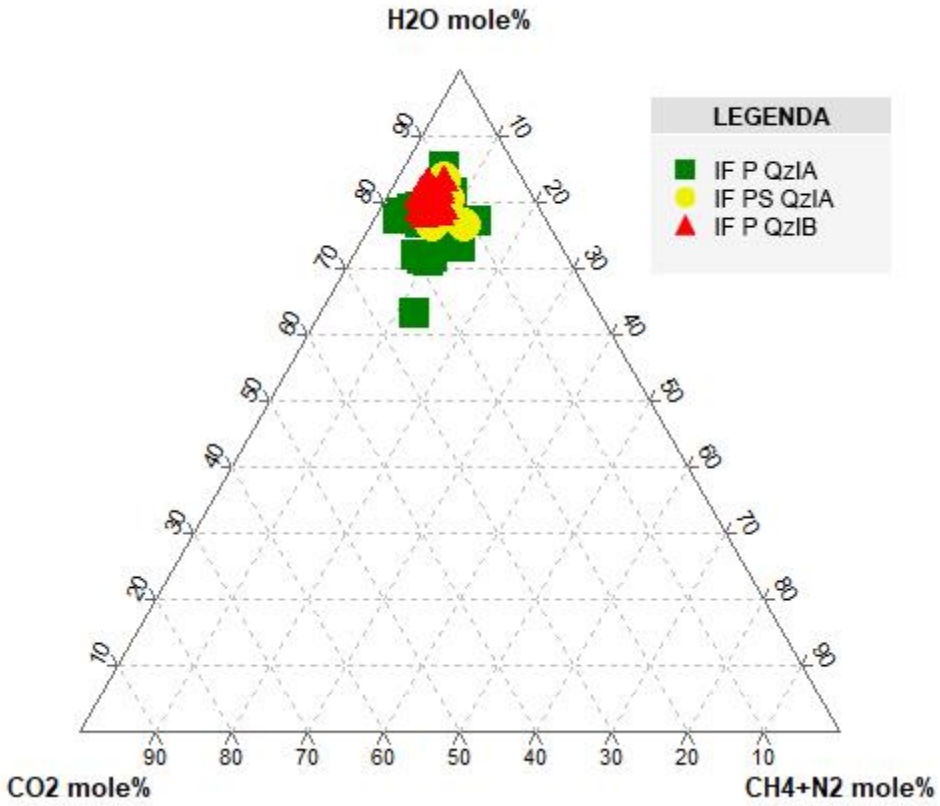


Figura 645 – Diagrama ternário H_2O-CO_2-CH_4+N_2 relativo à composição global das IF P e PS analisadas no QzIA e nas IF P analisadas no QzIB.

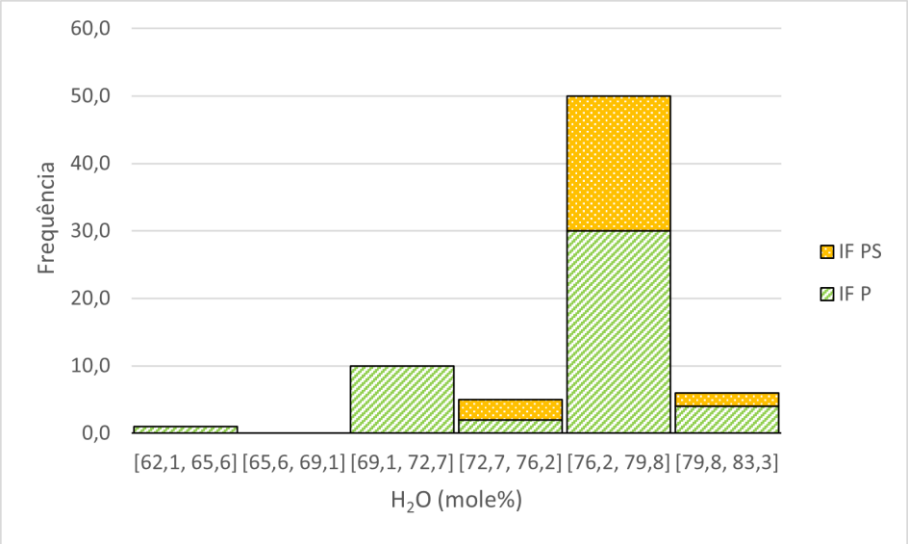


Figura 646 – Histograma da frequência das quantidades de H_2O apurados nas das IF P e PS analisadas no QzIA.

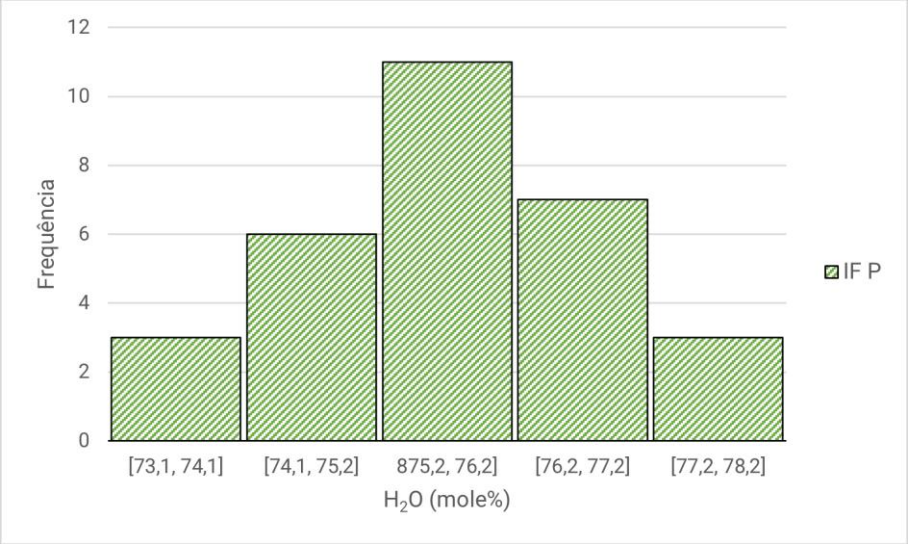


Figura 647 – Histograma da frequência das quantidades de H_2O apurados nas das IF P analisadas no QzIB.

Nas IF P e PS analisadas no QzIA, o CO_2 mostra quantidades variáveis entre 9,0 e 24,6 mole% nas IF P e quantidades compreendidas entre 11,0 e 15,4 mole% nas IF PS, com valores médios de 14,7 e 13,2 mole% respetivamente. Nas IF P analisadas no QzIB as quantidades de CO_2 situam-se entre 4,3 e 8,5 mole%, com um valor médio de 5,7 mole%.

O CH_4 mostra quantidades também variáveis nas IF P e PS selecionadas no QzIA, e que por vezes são expressivas, com nas IF P a registarem valores no intervalo entre 1,2 e 12,6 mole% e as IF PS com quantidade entre 3,8 e 6,4 mole%. Os valores médios das quantidades de CH_4 presentes na composição global destas IF correspondem a 5,4

mole% no caso das IF P e 5,2 mole% no caso das IF PS. As IF P analisadas no QzIB mostram quantidades de CH_4 compreendidas entre 4,3 e 8,5 mole%, com um valor médio de 5,7 mole%. O N_2 surge em baixas quantidades na composição global das IF P e PS analisadas no QzIA, com as IF P a revelarem valores entre 1,0 e 7,4 mole% e as IF PS com quantidades de N_2 no intervalo entre 1,9 e 5,6 mole%, e valores médios de 2,6 e 2,7 mole% respetivamente. Nas IF P analisadas no QzIB foram apuradas quantidades de N_2 situadas entre 2,0 e 5,8 mole%, com uma média dos valores de 3,5 mole%.

Os valores de densidade apurados são altos, quer nas IF P (0,789 a 0,9936 g/cm^3) e nas IF PS (0,8255 a 0,9184 g/cm^3) analisadas no QzIA, com os valores médios deste parâmetro a corresponder a 0,9304 g/cm^3 nas IF P e 0,8995 g/cm^3 nas IF PS. Apesar da variabilidade verificada, a grande maioria das IF P e PS analisadas no QzIA mostram valores de densidade que se situam mais frequentemente e de modo notório nos intervalos compreendidos entre 0,8962 e 0,9449 g/cm^3 e 0,9449 e 0,9936 g/cm^3 *(Figura 648)*, com as IF PS a demonstrarem valores de densidades preferencialmente situados no primeiro dos intervalos referidos. As IF P analisadas no QzIB mostraram valores de densidade compreendidos entre 0,8921 e 0,9184 g/cm^3, com um valor médio de 0,9102 g/cm^3, e onde a grande maioria das IF P estudadas revelam valores de densidades situados no intervalo situado entre 0,9079 e 0,9158 g/cm^3 *(Figura 649)*.

Os valores de salinidade obtidos nas IF P e PS analisadas no QzIA são baixos, quer nas IF P (0,71 a 1,96 NaCl eq.%) quer nas IF PS (1,06 a 2,00 NaCl eq.%), pelo que, em ambas as situações, os fluidos aprisionados correspondem a fluidos pouco salinos. O valor médio da salinidade nas IF P corresponde a 1,45 NaCl eq.%, e a 1,48 NaCl eq.% nas IF P, sendo que maioria das IF P e PS analisadas exibem valores de salinidade especialmente situados no intervalo de valores compreendidos entre os 1,36 e 1,57 g/cm^3 *(Figura 650)*. No que diz respeito às IF P selecionadas para análise no QzIB os valores de salinidade apurados variam entre 1,33 e 1,91 NaCl eq.%, com um valor médio de 1,48 NaCl eq.%, e com o maior número de valores de densidade a situarem-se no intervalo entre 1,33 a 1,48 NaCl eq.% *(Figura 651)*.

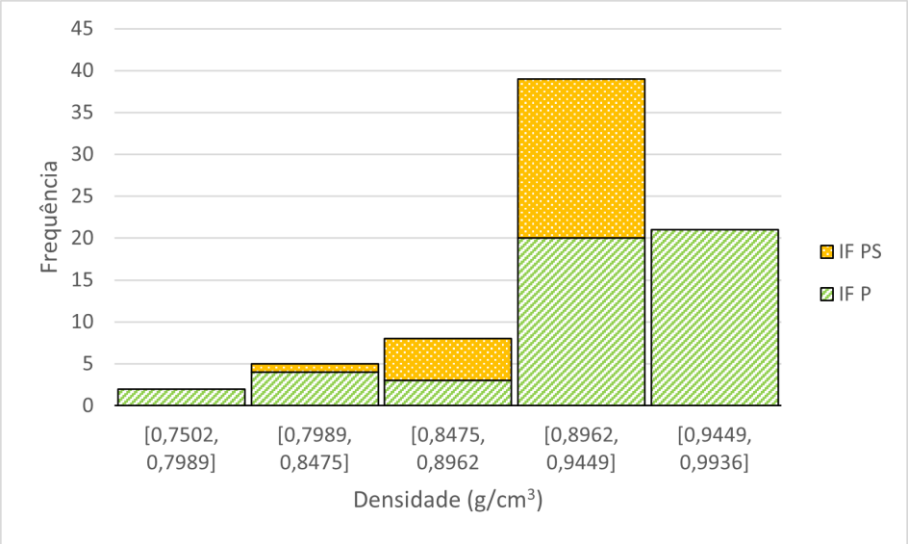


Figura 648 – Histograma da frequência dos valores de densidade apurados nas das IF P e PS analisadas no QzIA.

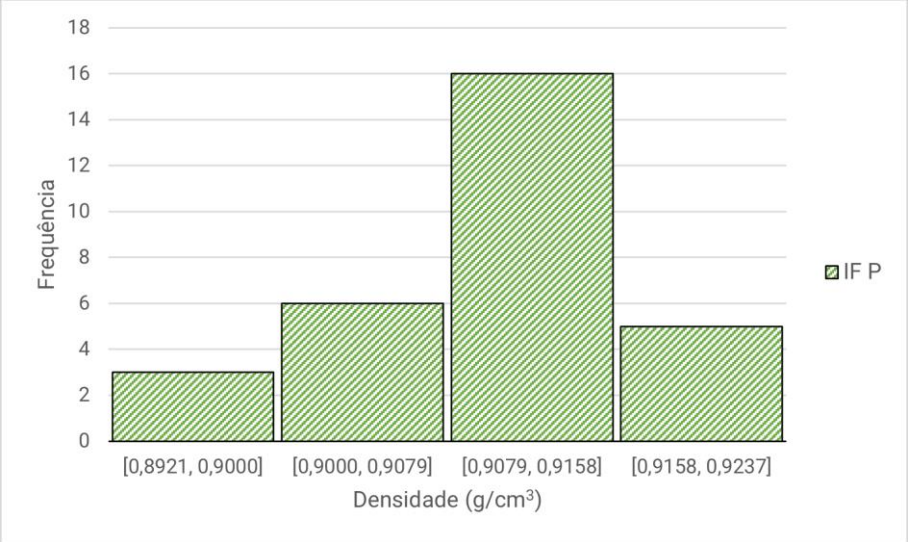


Figura 649 – Histograma da frequência dos valores de densidade apurados nas das IF P analisadas no QzIB.

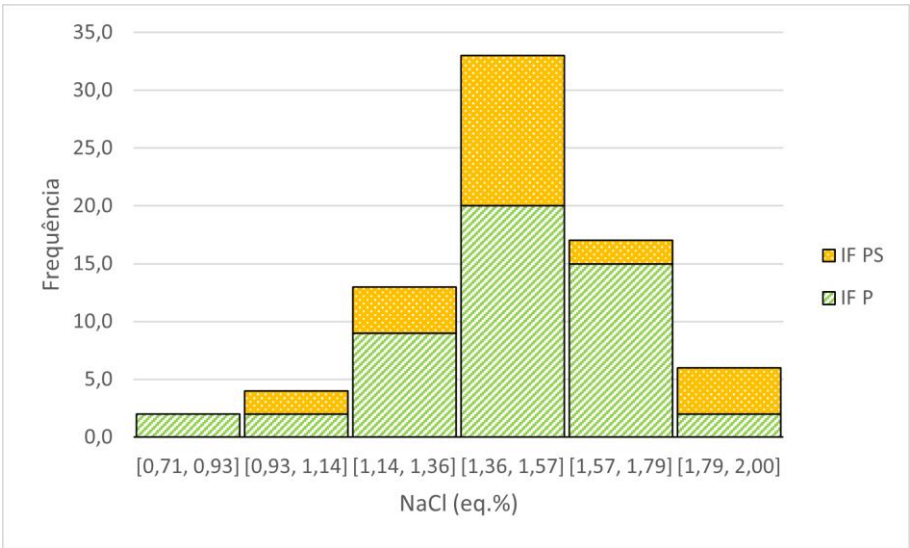


Figura 650 – Histograma da frequência dos valores de salinidade apurados nas das IF P e PS analisadas no QzIA.

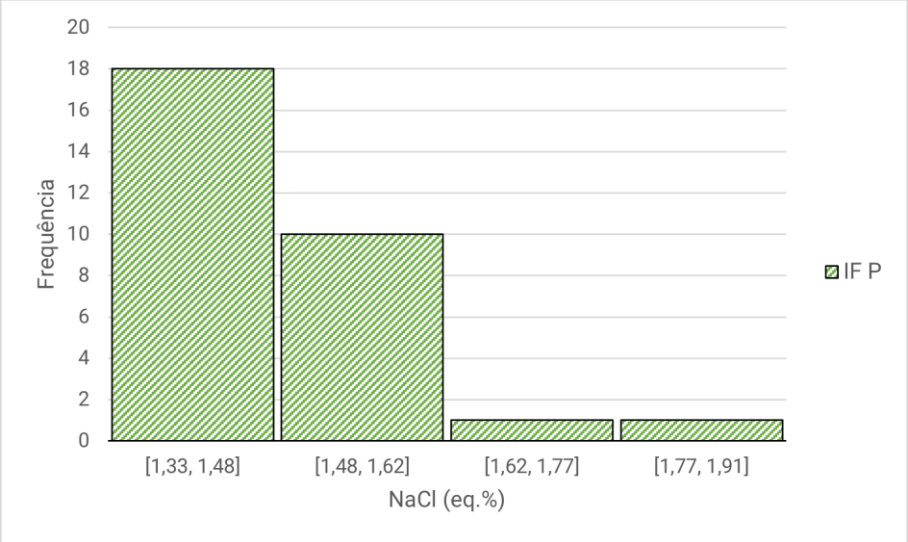


Figura 651 – Histograma da frequência dos valores de salinidade apurados nas das IF P analisadas no QzIB.

10.5.2.1.3. Quartzo IIA

As análises de microespectrometria Raman levadas a cabo no QzIIA, contemporâneo do evento principal de deposição de sulfuretos em Ervedosa, revelou fluidos composicionalmente bastante distintos dos fluidos aprisionados na cassiterite e nos QzIA e QzIB, indicando uma mudança na tipologia dos fluidos envolvidos em ambos os eventos mineralizantes. As composições da fase volátil das IF P e PS analisadas no QzIIA *(Figura 652)* mostram desde logo uma variabilidade significativamente mais baixa no que toca à composição do volátil destas IF, dominada pela presença de CO2 em grandes quantidades, quer nas IF P (89,2 a 94,8 mole%) como nas IF PS (90,9 a 95,1

mole%), e onde os valores médios das quantidades se situam nos 92,5 e 92,4 mole%. De um modo geral, os valores de quantidade de CO_2 na fase volátil destas IF, distribuem-se sobretudo nos intervalos compreendidos entre 91,7 e 93,0 mole% e 93,0 a 94,3 mole%, com as IF PS a exibirem quantidade de CO_2 sobretudo no primeiro e intervalo, e as IF a demonstrarem uma ligeira maior concentração dos valores no segundo intervalo *(Figura 653)*.

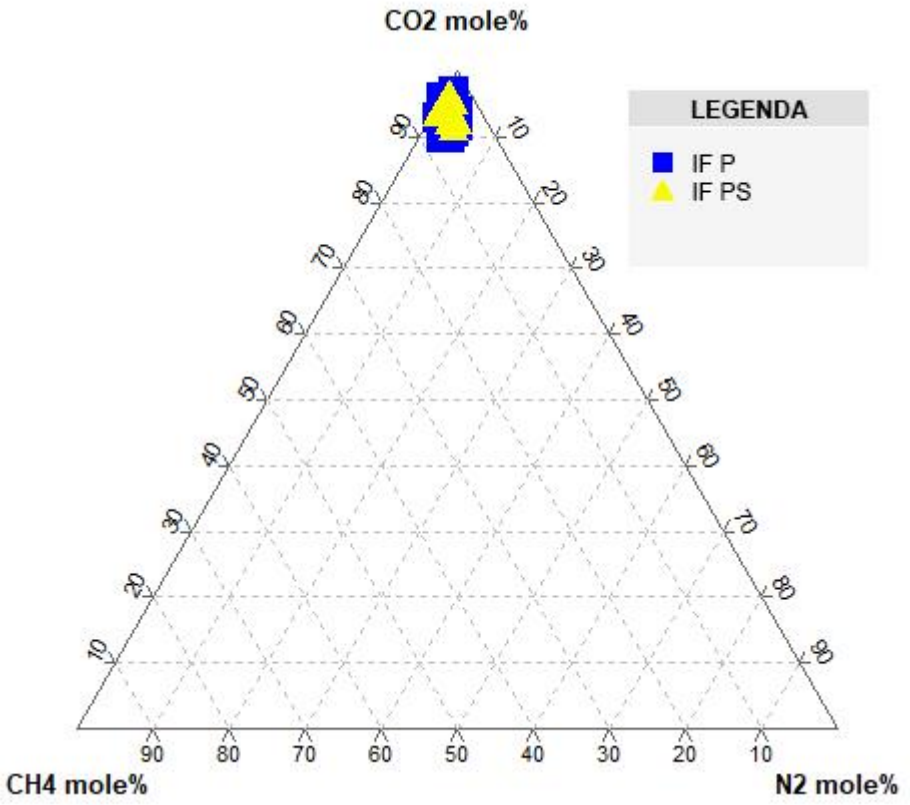


Figura 652 – Diagrama ternário CO_2-CH_4-N_2 relativo à composição da fase volátil das IF P e PS analisadas no QzIIA.

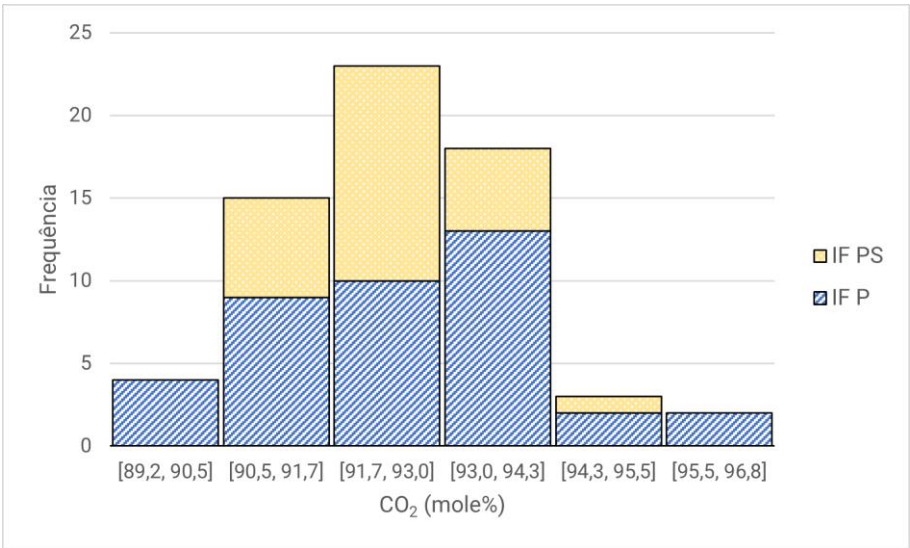


Figura 653 – Histograma da frequência dos valores de quantidade de CO_2 presente na fase volátil apurados nas das IF P e PS analisadas no QzIIA.

O CH_4 ocorre em baixas quantidades nas IF P (2,1 a 7,2 mole%) e nas IF PS (3,6 a 6,0 mole%), com uma média dos valores de quantidade que rondam os 92,5 e 92,4 mole% respetivamente. A grande maioria das IF P e PS analisadas no QzIIA situam-se de modo muito distinto no intervalo compreendido entre 4,2 e 5,2 mole% *(Figura 654)*.

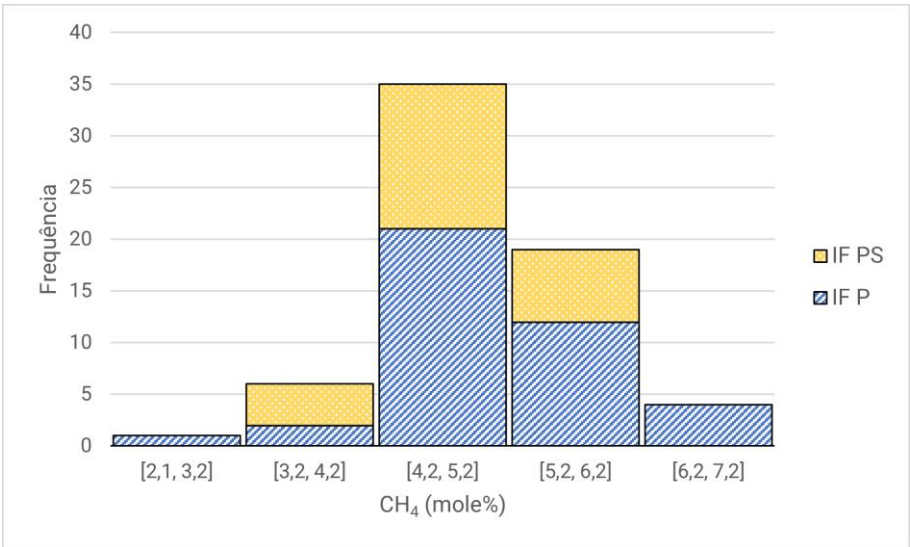


Figura 654 – Histograma da frequência dos valores de quantidade de CH_4 presente na fase volátil apurados nas das IF P e PS analisadas no QzIIA.

Os valores de quantidade de N_2 apurados mostram que ocorre em quantidades muito pequenas nas IF P (0,0 a 4,7 mole%) e nas IF PS (1,3 a 4,2 mole%), com valores médios

de 2,4 e 2,7 mole% respetivamente, e com a grande maioria das IF P a revelarem valores de quantidades de N_2 distribuídos de igual modo nos intervalos compreendidos entre 1,4 a 2,4 mole%, e 2,4 a 3,5 mole%, enquanto as IF PS mostram quantidades de CH_4 sobretudo concentradas no último intervalo referido *(Figura 655)*.

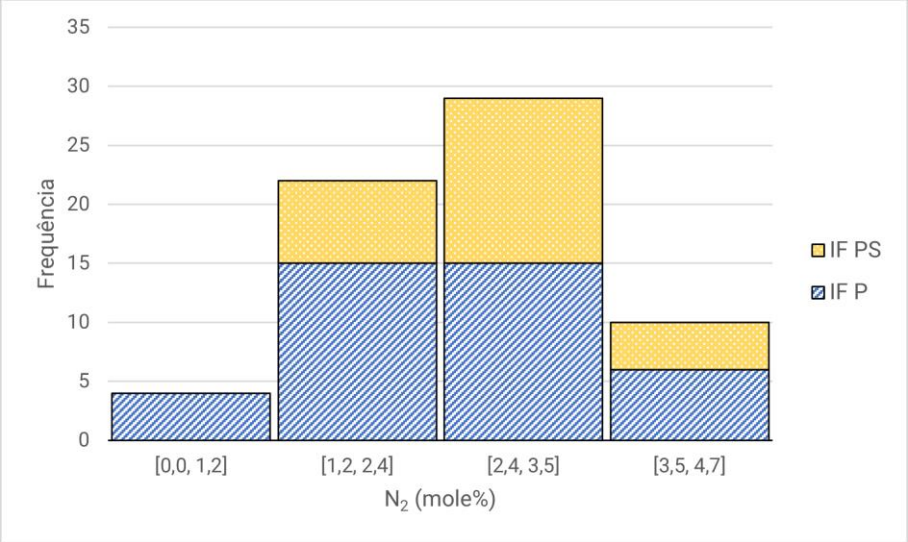


Figura 655 – Histograma da frequência dos valores de quantidade de N_2 presente na fase volátil apurados nas das IF P e PS analisadas no QzIIA.

A composição global das IF P e PS analisadas no QzIIA mostram fluidos aquosos, com quantidades de H_2O situados no intervalo entre 83,4 e 89,0 mole% nas IF P e quantidades compreendidas entre 83,9 e 89,2 mole% nas IF PS *(Figura 656)*, com valores médios respetivos de 86,7 e 86,8 mole%, e com as maiores frequências de valores situados de modo semelhante nos intervalos compreendidos entre 85,3 a 87,2 mole% e 87,2 a 89,2 mole% *(Figura 657)*.

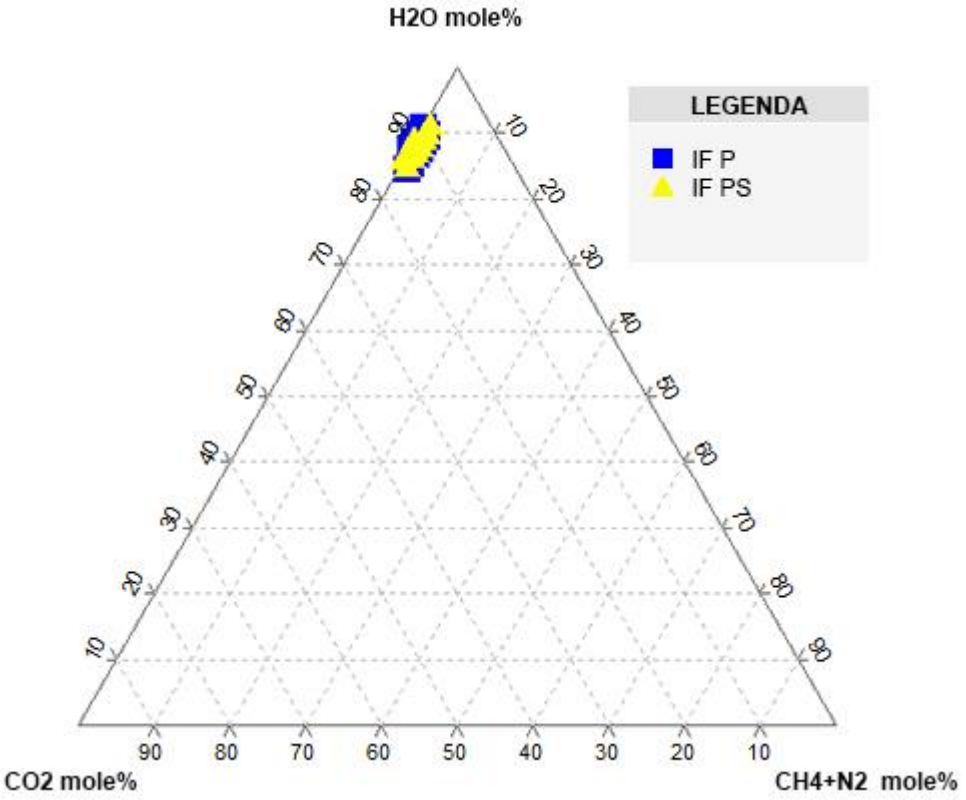


Figura 656 – Diagrama ternário H_2O-CO_2-CH_4+N_2 relativo à composição global das IF P e PS analisadas no QzIIA.

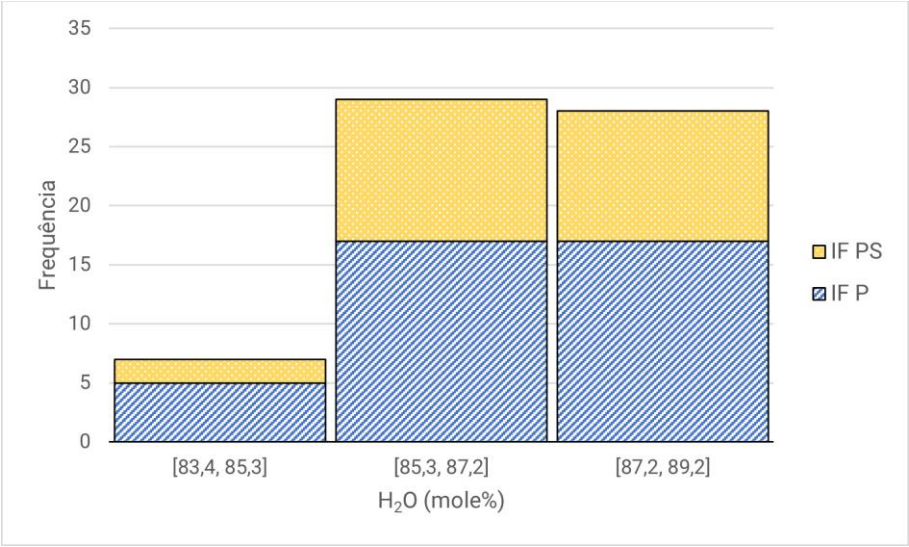


Figura 657 – Histograma da frequência dos valores de quantidade de H_2O presente na composição global das IF P e PS analisadas no QzIIA.

O CO_2 constitui o volátil mais importante, com quantidades compreendidas entre 9,0 e 14,9 mole% nas IF P e 8,9 e 14,7 mole% nas IF PS, com valores médios de 11,4 e 11,5 mole% respetivamente. O CH_4 e o N_2 ocorrem em quantidades inferiores ou iguais a 1

mole%. O CH_4 surge em quantidades que variam entre 0,3 e 1,0 mole% nas IF P e 0,5 e 0,9 nas IF PS, com valores médios respetivos de 0,7 e 0,8 mole%. O N_2 ocorre em quantidades compreendidas entre 0,0 e 0,8 mole% nas IF P, e 0,3 a 0,8 mole% nas IF PS, com valores médios calculados de 0,4 e 0,6 mole% respetivamente. A salinidade dos fluidos aprisionados nestas IF P e PS apresentam valores baixos tanto nas IF P (0,24 a 1,25 NaCl eq.%) e nas IF PS (0,25 a 0,88 NaCl eq.%), com um valor médio de 0,72 NaCl eq.% nas IF P e 0,34 NaCl eq.% nas IF PS. A grande maioria das IF P e PS analisadas no QzIIA mostram valores de salinidade sobretudo situados no intervalo compreendido entre 0,39 e 0,68 NaCl eq.% *(Figura 658)*.

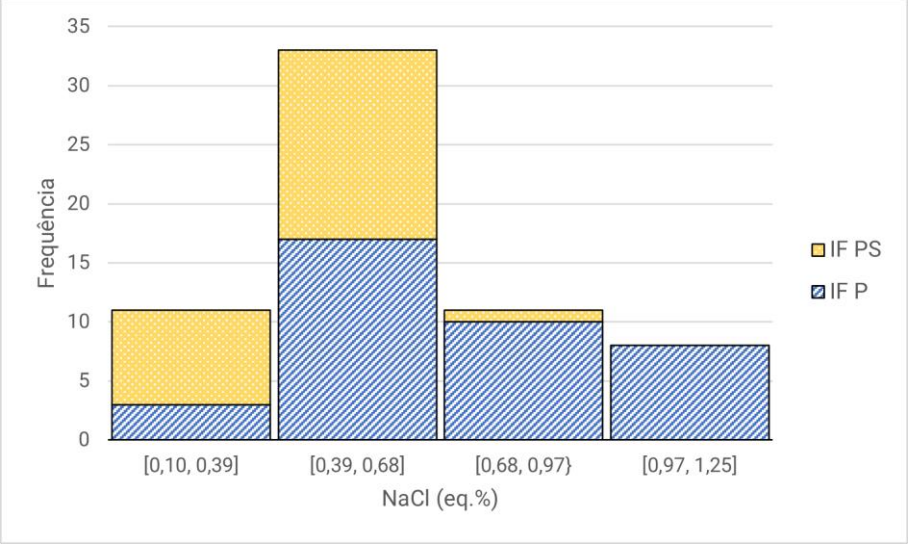


Figura 658 – Histograma da frequência dos valores de salinidade apurados nas das IF P e PS analisadas no QzIIA.

A densidade destes fluidos é igualmente elevada, com valores de densidade situados entre 0,9684 e 1,0047 g/cm^3 nas IF P e 0,9802 e 1,0061 g/cm^3 nas IF PS, com valores médios de 0,9896 e 0,9925 g/cm^3 respetivamente. De um modo geral, verifica-se que existe uma ligeira maior concentração dos valores de densidade no intervalo compreendido entre 0,9835 e 0,9910 g/cm^3, tanto para as IF P como nas IF PS, contudo, verifica-se que existe uma distribuição importante dos valores nos intervalos situados entre 0,9910 e 0,9986 g/cm^3 e entre 0,9986 e 1,0061 g/cm^3 *(Figura 659)*.

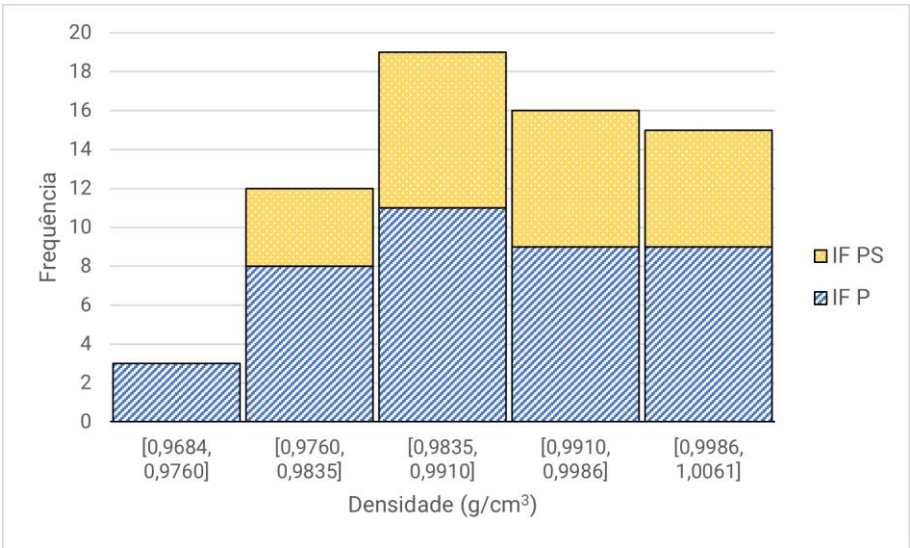


Figura 659 – Histograma da frequência dos valores de densidade apurados nas das IF P e PS analisadas no QzIIA.

10.5.2.1.4. Quartzo IIB

Os resultados das análises de microespectrometria Raman levadas a cabo nas IF P e PS no QzIIB, contemporâneo de um segundo evento menor de deposição de sulfuretos como a pirite, e com pouca expressão nos veios mineralizados de Ervedosa, mostraram que os fluidos aprisionados nestas IF são composicionalmente muito semelhantes aos fluidos aprisionados nas IF P e PS analisadas no QzIIA. A fase volátil destas IF é, neste caso também, dominada em grande escala pela presença do CO_2 *(Figura 660)*, que ocorre em quantidades que vão desde 90,2 até 94,6 mole% nas IF P e 90,6 até 94,3 mole% nas IF PS, com valores médios respetivos de 92,2 e 92,1 mole%, e com a grande maioria das IF P e PS a demonstrarem valores de quantidade situados de modo muito expresso no intervalo entre 91,3 e 92,4 mole% *(Figura 661)*.

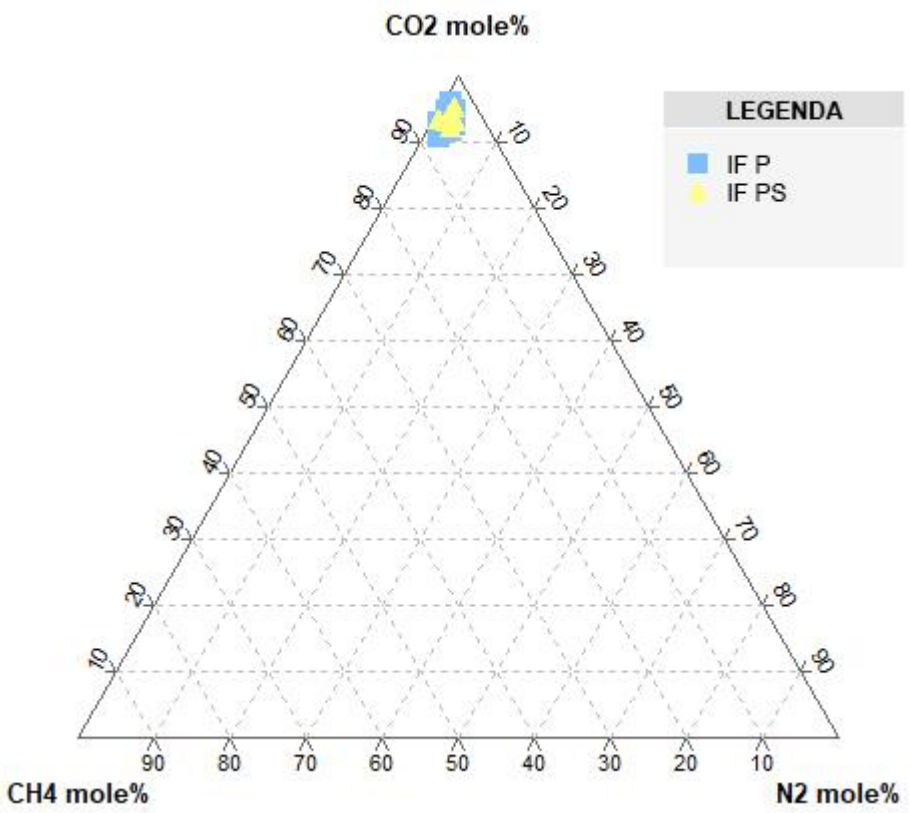


Figura 660 – Diagrama ternário CO_2-CH_4-N_2 relativo à composição da fase volátil das IF P e PS analisadas no QzIIB.

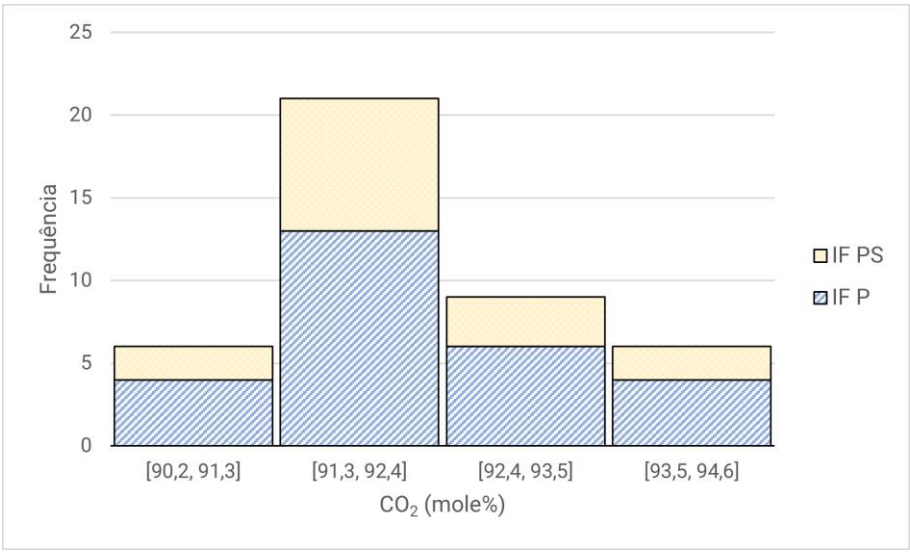


Figura 661 – Histograma da frequência dos valores de quantidade de CO_2 presente na fase volátil apurados nas das IF P e PS analisadas no QzIIB.

O CH_4 e o N_2 têm uma expressão claramente inferior face às quantidades de CO_2 presentes. No que diz respeito ao CH_4, este ocorre em quantidades situadas entre 3,1 e 7,2 mole% nas IF P, e entre 3,4 e 6,2 mole% nas IF PS. Os valores médios da

quantidade de CH_4 situam-se em 5,3 mole% no caso das IF P, e 5,0 mole% no caso das IF PS, com a maioria dos valores a situarem-se de um modo ligeiramente preferencial no intervalo compreendido entre 5,2 e 6,2 mole%, mas também com um número importante de valores a situarem-se no intervalo anterior e contíguo entre 4,1 e 5,2 mole% *(Figura 662)*.

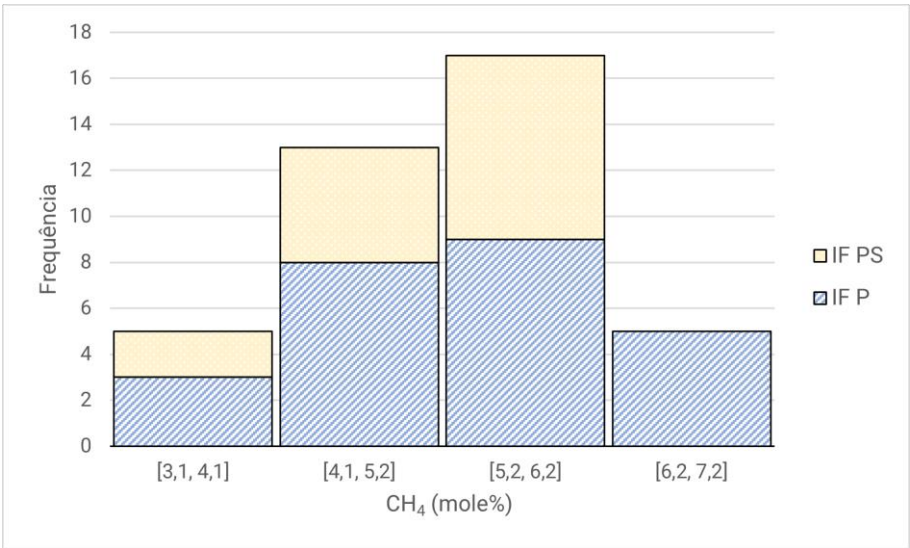


Figura 662 – Histograma da frequência dos valores de quantidade de CH_4 presente na fase volátil apurados nas das IF P e PS analisadas no QzIIB.

O N_2 ocorre em quantidades mais pequenas ainda que o CH_4, estando estas quantidades compreendidas entre 1,5 e 3,8 mole% nas IF P, e 1,6 e 3,9 mol. % nas IF PS, com valores médios de 2,5 mole% nas IF P, e 2,8 mole% no caso das IF PS. Os valores de quantidade de N_2 presente nas IF P e PS mais frequentes encontram-se ligeiramente mais concentrados no intervalo que varia desde 2,1 a 2,7 mole%, mas podem ser observadas um importante número de observações nos intervalos adjacentes compreendidos entre 1,5 e 2,1 mole% e entre 2,7 a 3,3 mole% *(Figura 663)*.

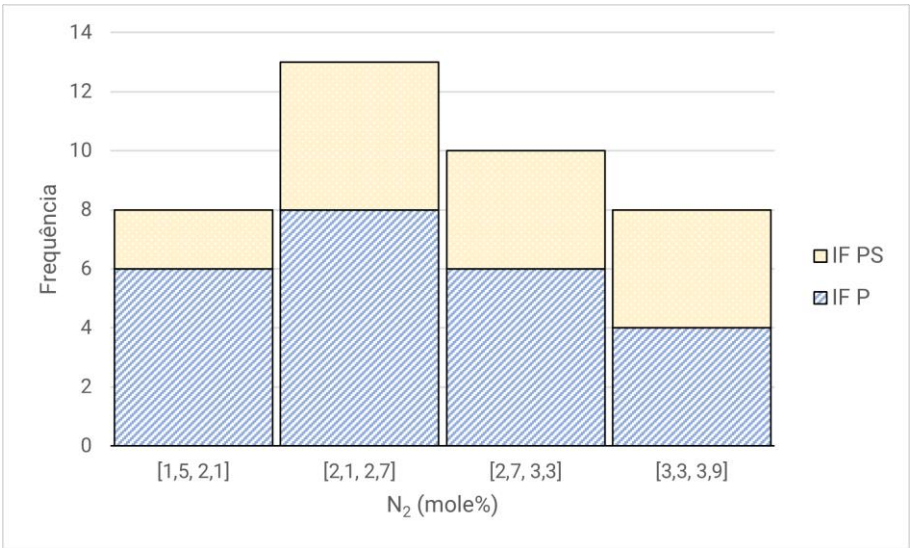


Figura 663 – Histograma da frequência dos valores de quantidade de N2 presente na fase volátil apurados nas das IF P e PS analisadas no QzIIB.

A composição global destas IF P e PS é dominada pela presença da H_2O, em quantidades situadas entre 83,0 e 88,2 mole% nas IF P e 83,9 e 88,3 mole% nas IF PS *(Figura 664)*, com a média das quantidades a corresponder a 86,8 mole% no caso das IF P e 86,6 mole% no caso das IF PS *(Figura 665)*. As projeções dos valores de frequência mostram que a maior parte das IF P e PS analisadas exibem quantidades de H_2O essencialmente localizados no intervalo compreendido entre 86,9 e 88,2 mole%, com um número menor, mas também importante de IF a revelarem quantidades de H_2O contidas entre 85,6 e 86,9 mole%.

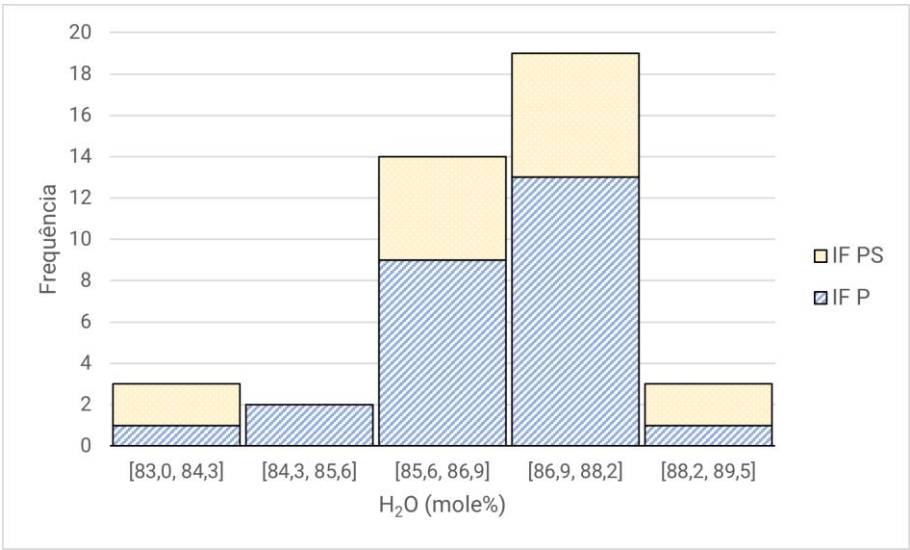


Figura 664 – Histograma da frequência dos valores de quantidade de H_2O presente na composição global das IF P e PS analisadas no QzIIB.

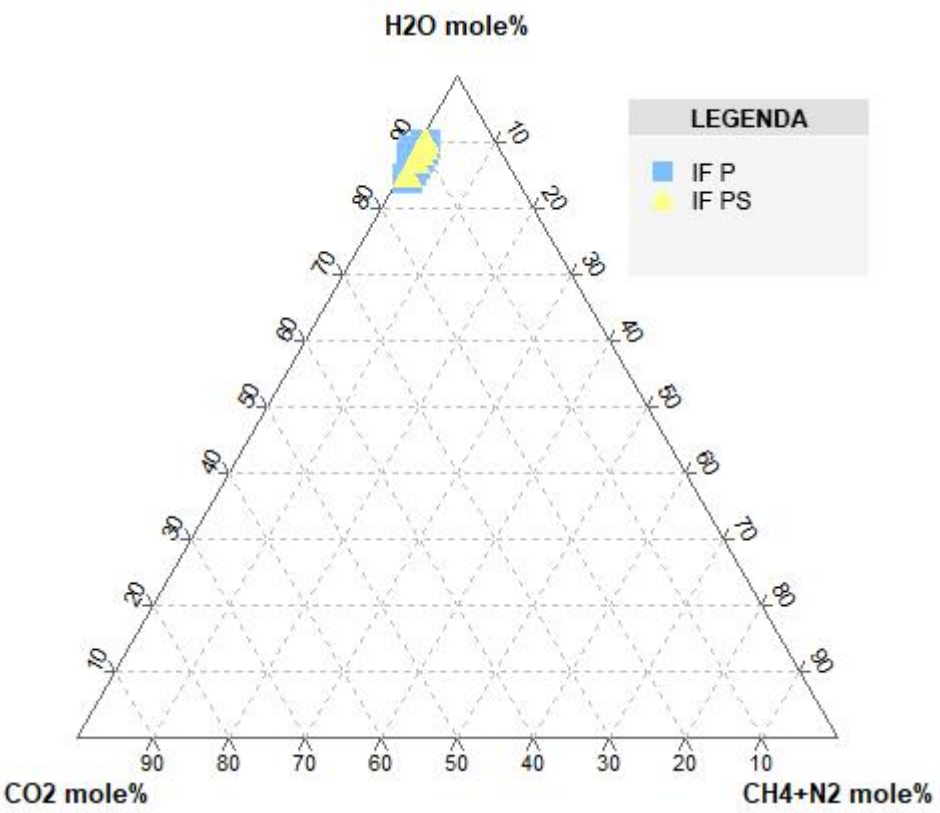


Figura 665 – Diagrama ternário H_2O-CO_2-CH_4+N_2 relativo à composição global das IF P e PS analisadas no QzIIB.

O CO_2 é o volátil mais expressivo em abundância, ocorrendo em quantidades apreciáveis nas IF P (9,9 a 14,6 mole%) e nas IF PS (9,9 a14,2 mole%), com as médias dos valores a corresponderem a 11,6 e 11,7 mole% respetivamente. O CH_4 ocorre em quantidades < 1,0 mole%, com as IF P a revelarem quantidades situadas entre 0,4 e 0,9 mole%, e entre 0,6 e 0,9 mole% nas IF PS, com os valores médios a corresponderem a 0,7 mole% em ambas as tipologias de IF. O N_2 ocorre igualmente em quantidades < 1,0 mole%, variando entre 0,2 e 0,8 mole% nas IF P e 0,3 e 0,7 mole% nas IF PS. O valor médio das quantidades de N_2 correspondem a 0,6 mole% no caso das IF P e a 0,7 mole% no caso das IF PS. A salinidade destes fluidos é baixa, situando-se no intervalo compreendido entre 0,14 e 0,78 NaCl eq.% no caso das IF P, e 0,17 e 0,62 NaCl eq.% nas IF PS, com valores médios de 0,39 e 0,33 NaCl eq.% respetivamente. Os valores de densidade são altos, situando-se entre 0,9801 e 1,0031 g/cm^3 nas IF P, e 0,9803 e 1,0024 g/cm^3 nas IF PS, com valores médios de densidade de 0,9912 e 0,9935 g/cm^3 respetivamente.

10.5.2.2. Depósito de W(Sn) de Murçós

Segue-se com a descrição dos resultados das análises de microespectrometria Raman levadas a cabo nas IF P e PS selecionadas na scheelite, cassiterite e nas diferentes gerações de quartzo estudadas (exceto a geração de QzIII estéril), obtidos após extração da área dos picos dos espectros, fazendo uso do software LabSpec (versão 5.45.09). Os resultados encontram-se sintetizados na *Tabela 40*. Em anexo podem ser encontrados os resultados na integral. Os dados de microespectroscopia Raman das IF P e PS analisadas nos diferentes minerais do depósito de Murçós serão apresentados conjuntamente, de modo a melhor correlacionar os resultados obtidos.

Mineral	Tipologia de IF	Composição da fase volátil			Composição global					
		mole% CO_2	mole% CH_4	mole% N_2	mole% H_2O	mole% CO_2	mole% CH_4	mole% N_2	NaCl eq.%	Densidade (g/cm^3)
Scheelite	P	42,2 – 79,7	1,4 – 27,2	12,5 – 59,9	76,2 – 87,2	6,4 – 18,3	0,2 – 3,2	1,9 – 6,0	1,08 – 2,16	0,8463 – 1,0028
	PS	54,1 – 80,2	2,5 – 31,4	10,3 – 43,2	73,8 – 86,9	7,1 – 17,0	0,5 – 2,7	2,4 – 5,6	1,12 – 1,99	0,8501 – 1,0034
QzIA	P	50,1 – 85,9	3,5 – 31,7	3,5 – 20,9	76,0 – 77,1	11,6 – 19,1	0,7 – 8,7	0,9 – 3,4	1,57 – 2,07	0,9033 - 0,9882
	PS	55,8 -84,3	2,5 – 27,4	4,4 – 17,6	75,2 -79,4	9,3 – 17,8	0,4 – 7,9	1,3 – 4,1	1,34 – 2,01	0,9102 – 0,9926
QzIB	P	41,1 – 83,6	3,0 – 25,3	3,9 – 18,3	73,7 – 80,9	10,8 – 16,9	0,6 – 7,1	1,1 – 3,7	1,39 – 1,97	0,9099 – 0,9876
QzIIA	P	86,2 – 95,8	1,5 – 9,2	1,2 – 5,8	80,1 – 87,5	9,4 – 16,3	0,3 – 1,5	0,1 – 1,0	1,74 – 2,71	0,9821 – 1,0078

	PS	87,5 - 95,1	2,1 – 10,7	0,9 – 6,1	81,4 – 88,2	7,8 – 14,9	0,1 – 2,1	0,4 – 1,7	1,63 – 2,33	0,9787 – 1,0054
QzIIB	P	85,7 – 94,9	1,9 – 8,8	0,7 – 7,4	81,6 – 89,1	9,3 – 13,7	0,4 – 3,3	0,0 – 2,1	1,71 – 1,99	0,9882 – 1,0041
	PS	86,3 – 95,2	1,5 – 10,2	1,0 – 6,6	80,7 – 88,6	8,4 – 14,1	0,3 – 2,5	0,3 – 1,8	1,58 – 2,12	0,9869 – 1,0062
Cassiterite	P	72,6 – 81,1	2,8 – 14,4	0,8 – 2,6	75,4 – 88,3	5,9 – 17,6	0,3 – 4,2	1,6 – 2,5	1,06 – 1,94	0,8311 – 1,0026

Tabela 40 – Compilação dos resultados de microespectrometria Raman obtidos nas inclusões fluidas P e PS analisadas nos diferentes minerais hospedeiros selecionados no depósito de Ervedosa.

10.5.2.2.1. Scheelite

As IP P e PS analisadas na scheelite revelaram composições da fase volátil dominadas pelo CO_2 *(Figura 666)*, cujas quantidades se apresentam num intervalo muito variável, com as IF P a revelarem quantidades compreendidas entre 42,2 e 79,7 mole% e as IF PS com quantidades situadas entre 52,7 e 69,9 mole%. O valor médio dos valores de quantidade de CO_2 correspondem a 58,8 mole% no caso das IF P, e a 61,7 mole% no caso das IF PS. Os valores mais recorrentes de quantidade CO_2 nestas IF P e PS situam-se no intervalo compreendido entre 51,5 e 60,9 mole%, e em menor importância, algumas medições situadas no intervalo situado entre 60,9 a 70,3 mole% *(Figura 667)*.

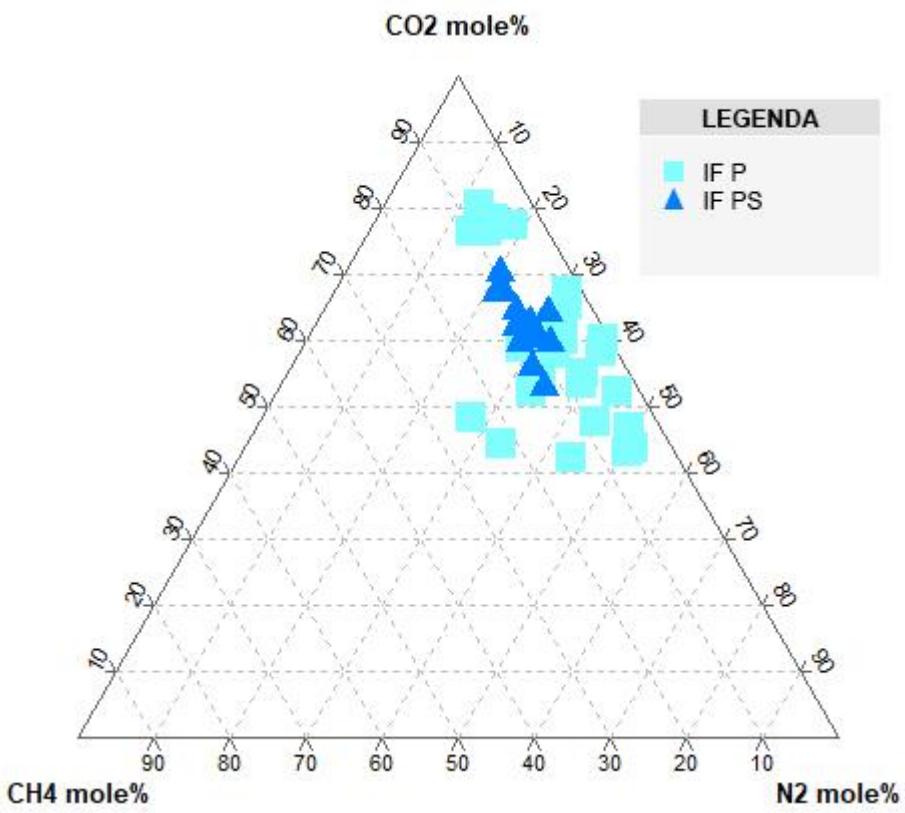


Figura 666 – Diagrama ternário CO_2-CH_4-N_2 relativo à composição da fase volátil das IF P e PS analisadas na scheelite.

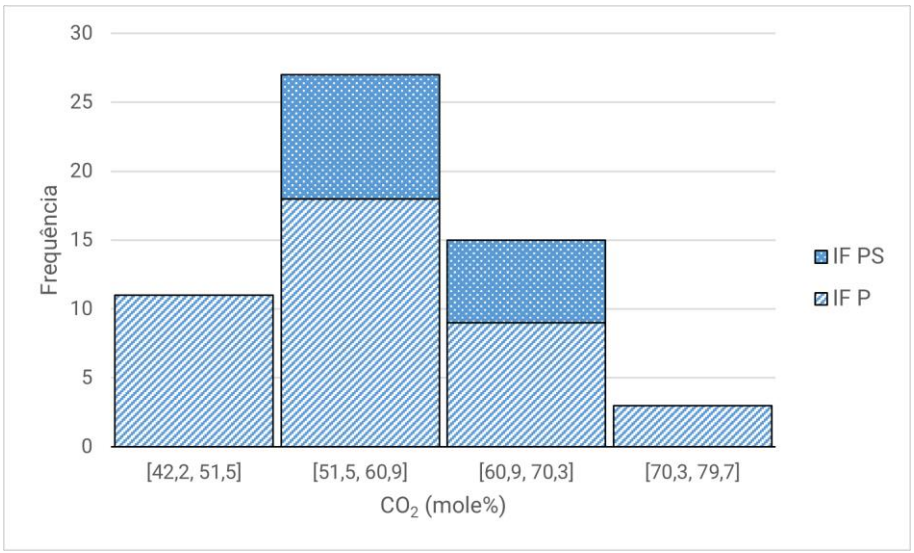


Figura 667 – Histograma da frequência dos valores de quantidade de CO_2 presente na fase volátil apurados nas das IF P e PS analisadas na scheelite.

O CH_4 apresenta menor expressão, mas que em algumas IF revelou quantidades por vezes importantes. No caso do CH_4, as IF P na scheelite apresentam quantidades que variam entre 1,4 e 24,3 mole% nas IF P, e 6,6 e 12,9 mole% no caso das IF PS, com

valores médios respetivos de 8,4 e 10,4 mole%. Os intervalos de frequência dos valores de quantidade de CH_4 mais importantes nesta IF P e PS correspondem aos intervalos situados entre 6,0 e 10,5 mole% com a maioria das medições, e com um ligeiro menor número de IF o intervalo compreendido entre 1,4 e 6,0 mole% *(Figura 668)*.

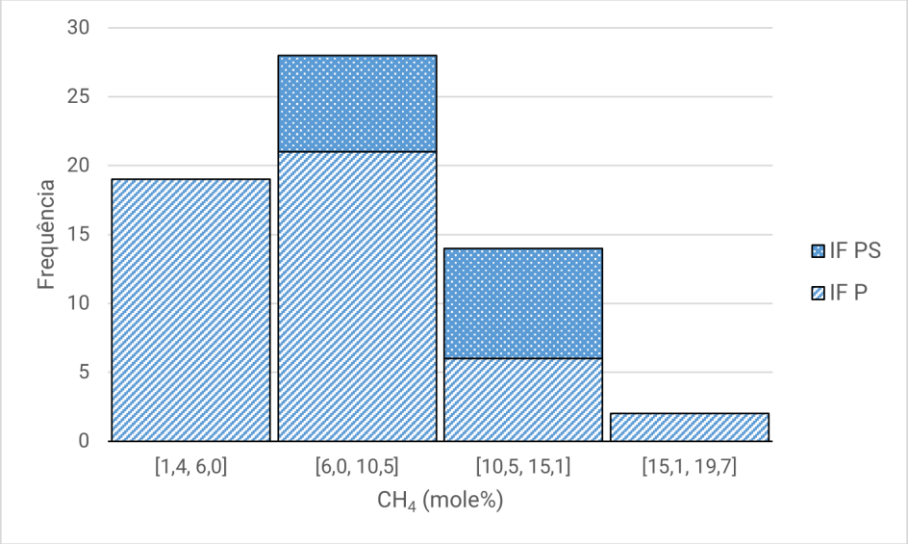


Figura 668 – Histograma da frequência dos valores de quantidade de CH_4 presentes na fase volátil apurados nas das IF P e PS analisadas na scheelite.

O N_2 apresenta grande importância na composição da fase volátil destes fluidos, com quantidades nunca < 10,0 mole%, com as IF P a revelarem quantidades compreendidas entre 12,5 e 50,4 mole% e as IF PS a apresentarem quantidades variando entre 20,5 e 34,4 mole%. Os valores médios da quantidade de N_2 nas IF P é igual a 32,9 mole%, enquanto as IF PS revelam um valor médio de 28,0 mole%. A maior frequência de valores de quantidade de N_2 medida situa-se de modo extremamente marcado no intervalo compreendido entre 28,7 e 34,1 mole% *(Figura 669)*.

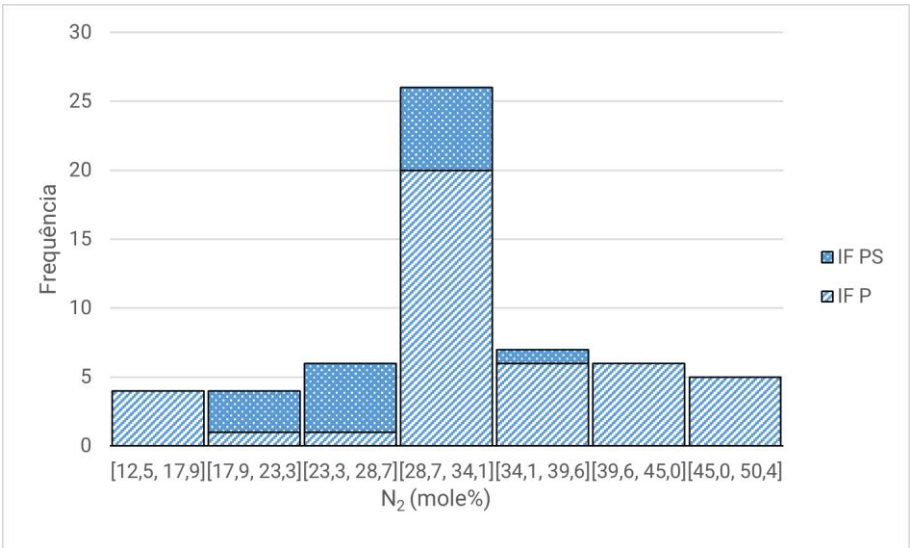


Figura 669 – Histograma da frequência dos valores de quantidade de N_2 presentes na fase volátil apurados nas das IF P e PS analisadas na scheelite.

No que toca à composição global das IF P e PS, em ambos os casos os fluidos são dominados pela presença de H_2O, em proporções situadas entre 76,1 e 87,2 mole% e 78,8 e 85,7 mole% respetivamente *(Figura 670)*. Os valores médios da quantidade de H_2O calculados para as IF P corresponde a 84,1 mole%, sendo este valor de 81,5 mole% no caso das IF PS. O intervalo de quantidade de H_2O com maior número de leituras nas IF P e PS corresponde ao intervalo situado entre 78,9 e 81,7 mole%, e em menor importância o intervalo contíguo que varia entre 81,7 e 84,5 mole% *(Figura 671)*.

O CO_2 é o principal volátil presente, com quantidades compreendidas entre 6,4 e 18,3 mole% nas IF P e 6,1 e 14,5 mole% nas IF PS, e valores médios respetivos de 11,9 e 10,7 mole%. O CH_4 corresponde ao volátil com menor expressão, ocorrendo em quantidades que variam entre 0,2 e 3,2 mole% nas IF P e 0,6 e 1,0 mole% nas IF PS, com valores médios de 1,0 e 0,8 mole% respetivamente. O N_2 apresenta quantidades de N_2 compreendidas entre 2,0 e 6,4 mole% nas IF P, e 2,5 e 6,8 mole% nas IF PS, correspondendo à espécie volátil mais importante a seguir ao CO_2, com valores médios de 4,1 mole% no caso das IF P e 5,0 mole% no caso das IF PS.

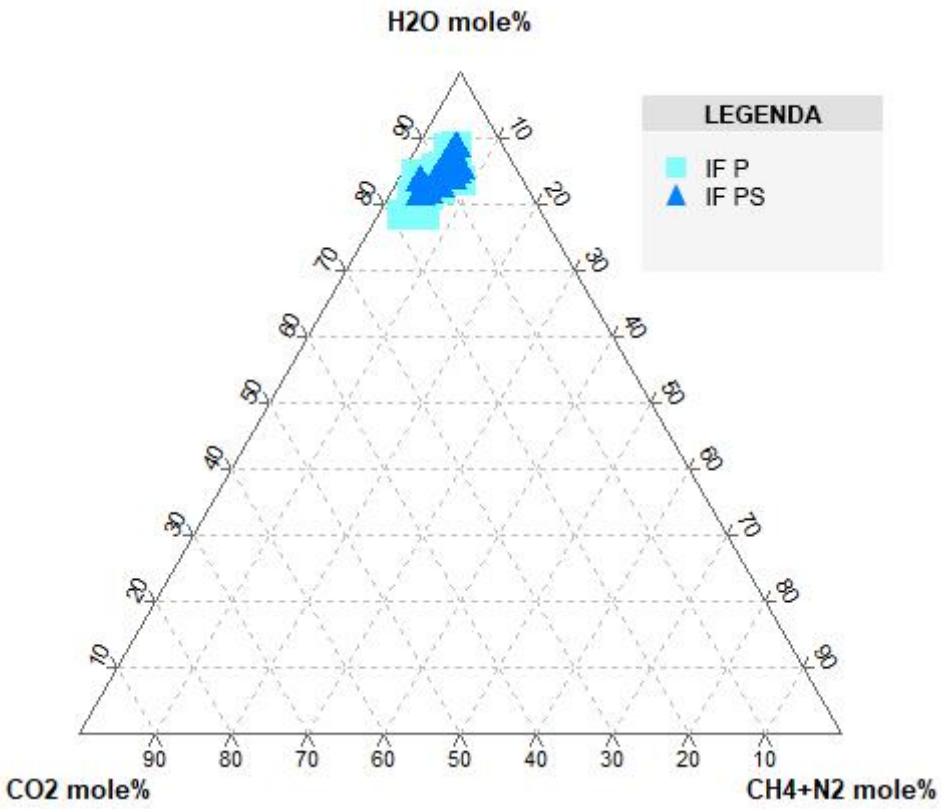


Figura 670 – Diagrama ternário H_2O-CO_2-CH_4+N_2 relativo à composição global das IF P e PS analisadas na scheelite.

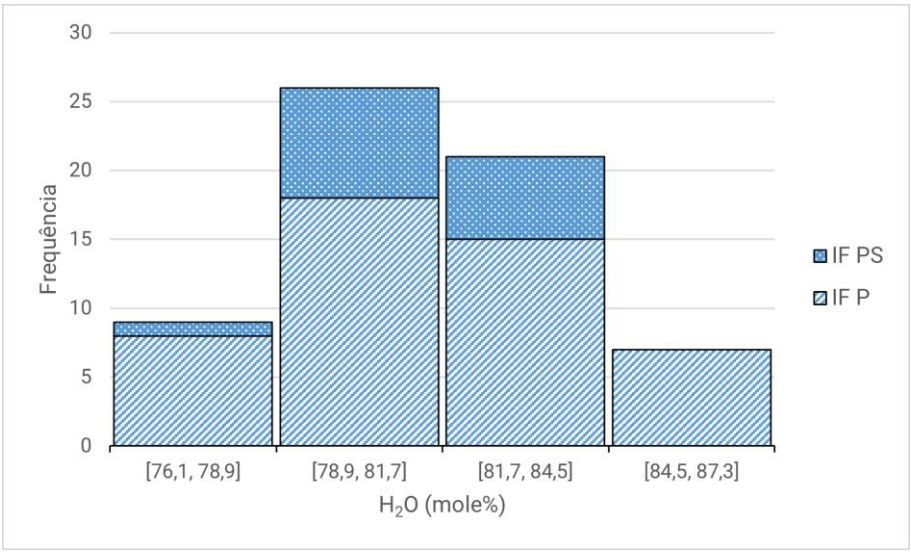


Figura 671 – Histograma da frequência dos valores de quantidade de H_2O presentes na composição global das IF P e PS analisadas na scheelite.

A salinidades dos fluidos aprisionados nas IF analisadas na scheelite são baixas, situando-se entre 1,08 e 2,42 NaCl eq.% nas IF P, e 1,34 e 2,85 NaCl eq.%, com valores médios de salinidade de 1,64 NaCl eq.% nas IF P, e 2,00 NaCl eq.% nas IF PS. Os valores de salinidades mais frequentemente registados situam-se de um modo claro no intervalo compreendido entre 1,48 e 1,88 NaCl eq.% *(Figura 672)*. A densidade dos fluidos é alta, com valores situados entre 0,8475 e 1,0028 g/cm^3 nas IF P, e 0,9603 e 0,9691 g/cm^3 nas IF PS, com valores médios de 0,9635 e 0,9645 g/cm^3 respetivamente. Apesar da variabilidade dos valores de densidade determinados nas IF P e PS, a grande maioria destas IF mostram valores de densidade essencialmente situados no intervalo compreendido entre 0,9715 e 1,0025 g/cm^3 *(Figura 673)*.

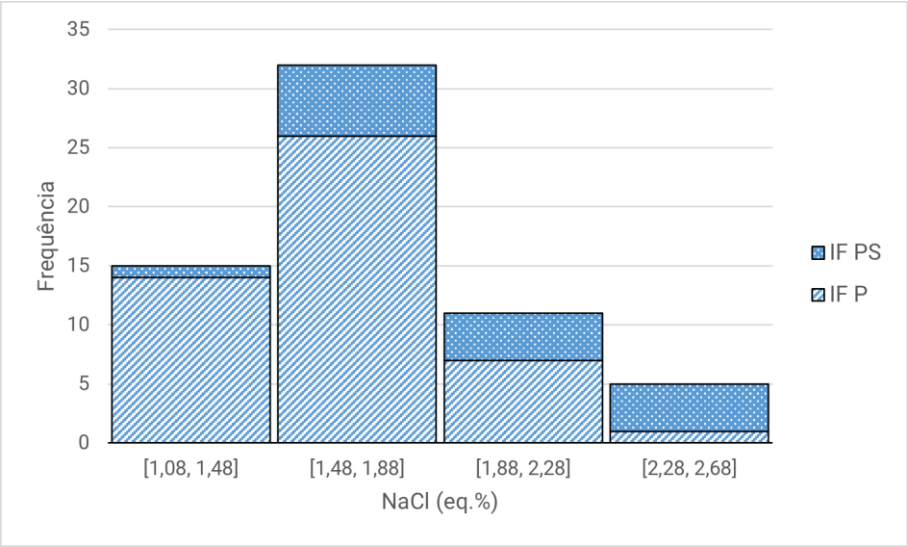


Figura 672 – Histograma da frequência dos valores de salinidade apurados nas IF P e PS analisadas na scheelite.

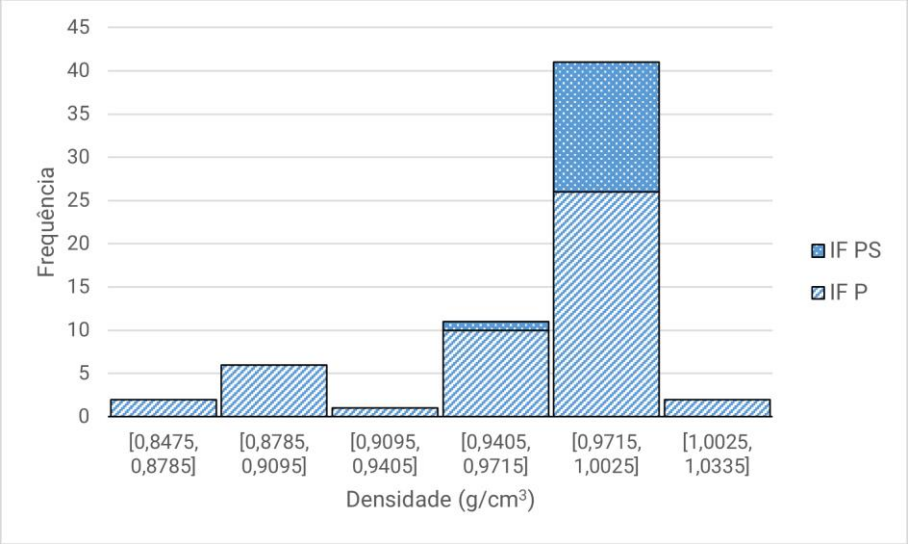


Figura 673 – Histograma da frequência dos valores de densidade apurados nas IF P e PS analisadas na scheelite.

10.5.2.2.2. Cassiterite

As análises de microespectrometria Raman levadas a cabo na cassiterite de Murçós, apenas foram possíveis em 3 inclusões fluidas interpretadas como P, dado o estado de deformação exibido pelas amostras, e a raridade de IF P associado à intensidade dos processos de *leakage* e/ou *necking-down* que afetou a grande maioria das IF presentes. Nas IF P em que foi possível levar a cabo análises de microespectrometria Raman, a composição da fase volátil *(Figura 674)* mostra ser dominada pela presença de CO_2, com quantidades apuradas entre 76,6 e 79,2 mole%. O CH_4 é o segundo volátil mais expressivo, embora não ocorra em quantidades particularmente elevadas (13,6 a 16,2 mole%). O N_2 mostra a menor das expressões nestes fluidos, surgindo em baixas quantidades (6,0 a 7,2 mole%). A composição global destes fluidos *(Figura 675)* mostra serem compostos essencialmente por H_2O (79,9 a 81,5 mole%). O CO_2 corresponde ao volátil mais abundante, variando entre 12,2 – 13,3 mole%. O CH_4 e o N_2 ocorrem em quantidades pouco importantes, que variam entre 1,0 e 1,1 mole% e 3,5 e 4,0 mole% respetivamente. Os valores de salinidade apurados mostram que se trata de fluidos de baixa salinidade, com valores que variam entre 1,59 e 1,72 NaCl eq.%. A densidade destes fluidos é elevada, situando no intervalo compreendido entre 0,9741 e 0,9894 g/cm^3.

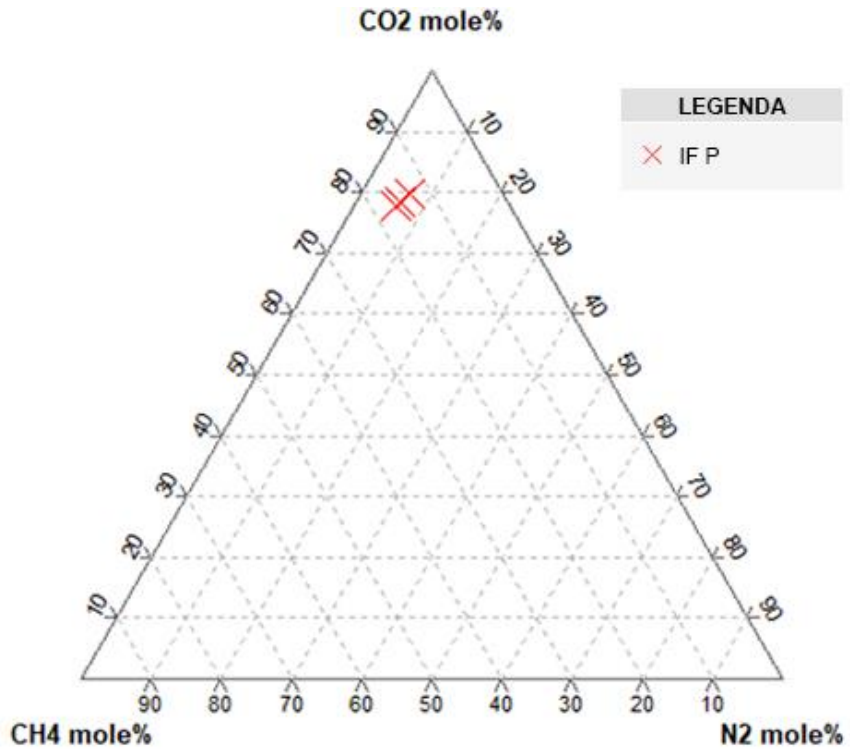


Figura 674 – Diagrama ternário CO_2-CH_4-N_2 relativo à composição da fase volátil das IF P analisadas na cassiterite.

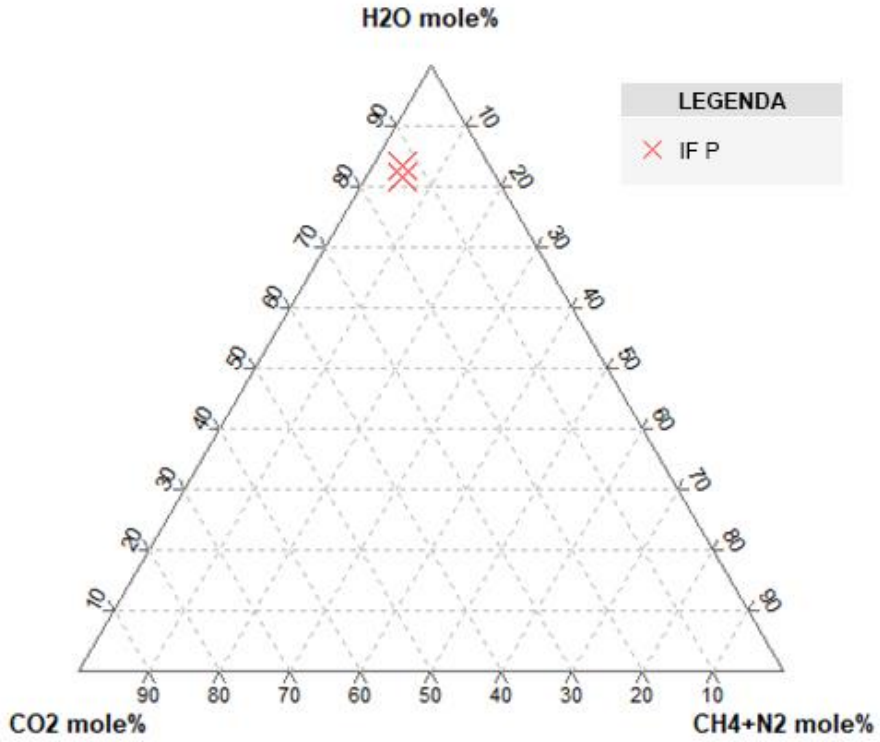


Figura 675 – Diagrama ternário H_2O-CO_2-CH_4+N_2 relativo à composição global das IF P analisadas na cassiterite

10.5.2.2.3. Quartzo IA e IB

De modo a melhor comparar e representar os resultados de microespectrometria Raman levados a cabo no QzIA (contemporâneo da deposição da scheelite) e no QzIB (resultante da recristalização dinâmica do QzIA), os resultados obtidos nas IF P e PS analisadas nestas gerações de quartzo serão apresentados em conjunto em algumas situações de representação gráfica.

As análises de microespectrometria Raman levadas a cabo nas IF P e PS no QzIA, contemporâneo da deposição da scheelite, revelaram composições da fase volátil dominadas pelo CO_2 *(Figura 676)*, mas onde as quantidades apuradas mostram grande variabilidade, tal como no caso das IF P e PS analisadas na scheelite. O CO_2 surge em quantidades que variam entre 67,7 e 85,9 mole% nas IF P e 74,6 e 83,6 mole% nas IF PS, e valores médios de 79,5 e 79,1 mole% respetivamente. Em termos dos valores de quantidade de CO_2 mais frequentes verifica-se uma particular concentração dos valores nos intervalos contíguos situados entre 76,4 e 79,3 mole% e 79,3 e 82,2 mole% *(Figura 677)*. No que toca às IF P analisadas no QzIB, os resultados mostram composições de fase volátil igualmente dominadas pela presença de CO_2, registando valores

compreendidos entre 76,9 e 83,2 mole% (ver *Figura 675*), um valor médio de 79,8 mole%, e maior frequência dos valores de quantidade situados no intervalo compreendido entre 78,5 e 80,0 mole% *(Figura 678)*.

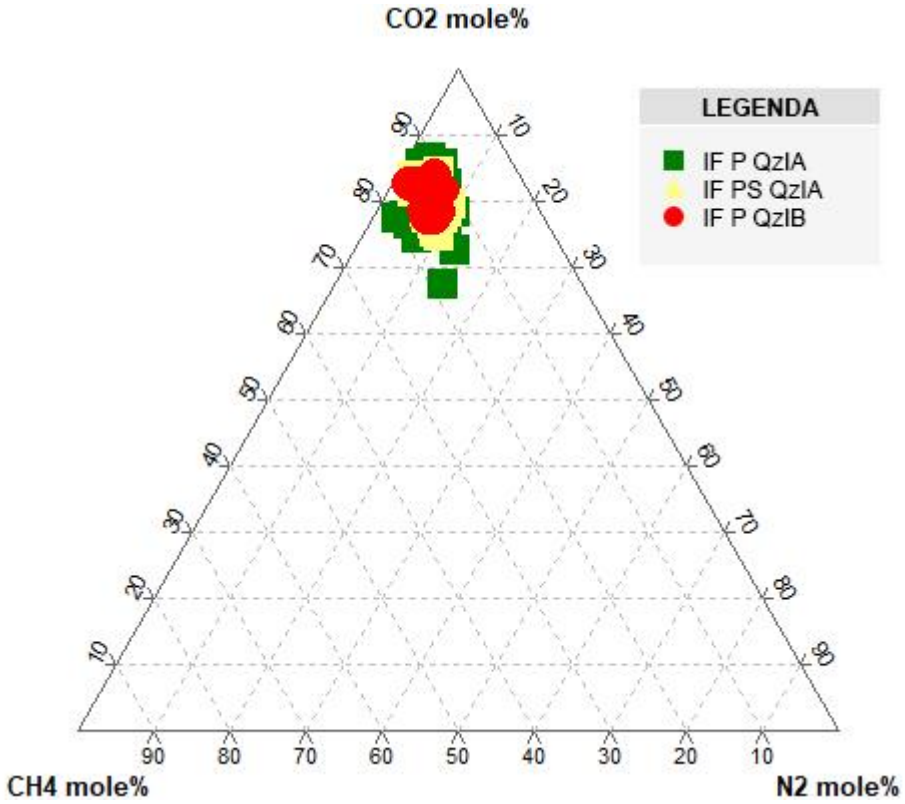


Figura 676 – Diagrama ternário CO_2-CH_4-N_2 relativo à composição da fase volátil das IF P e PS analisadas no QzIA e IF P no QzIB.

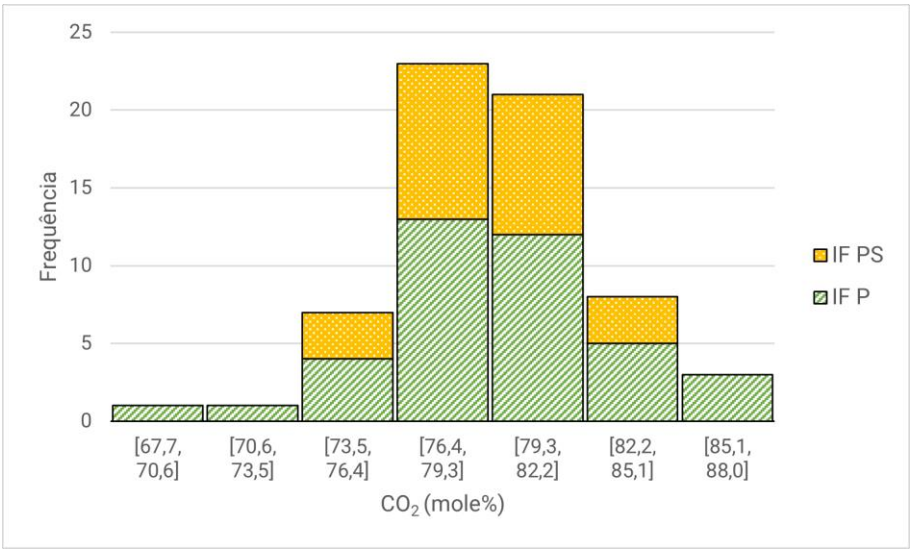


Figura 677 – Histograma da frequência dos valores de quantidade de CO_2 presentes na fase volátil apurados nas das IF P e PS analisadas no QzIA.

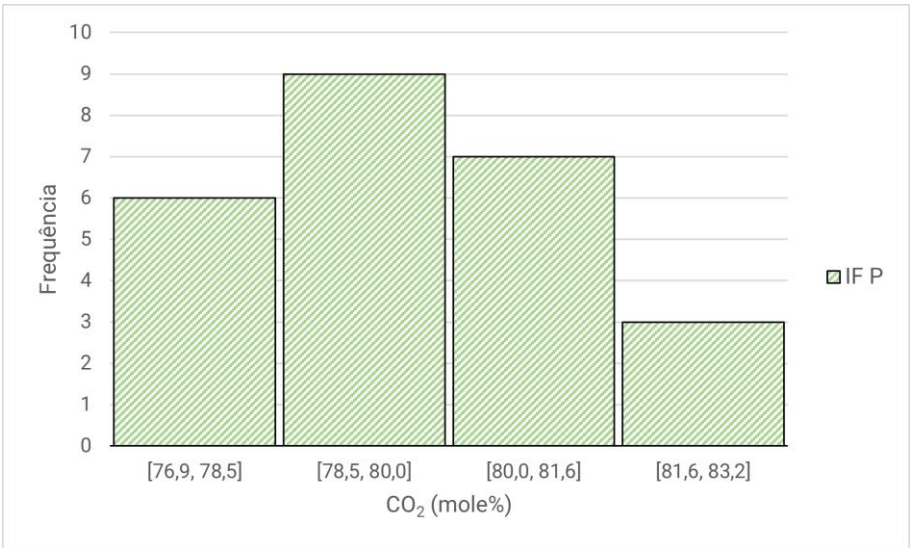


Figura 678 – Histograma da frequência dos valores de quantidade de CO_2 presentes na fase volátil apurados nas das IF P analisadas no QzIB.

As quantidades de CH_4 quantidades apuradas nas IF P e PS analisadas no QzIA são relativamente variáveis, situando-se entre 9,2 e 19,4 mole% nas IF P, e entre 10,4 e 15,6 mole% nas IF PS. Os valores médios da quantidade de CH_4 corresponde a 14,7 mole% no caso das IF P, e a 13,5 mole% no caso das IF PS, com a maioria das IF P e PS analisadas a demonstrarem valores mais frequentes no intervalo situado entre 12,8 e 14,6 mole% *(Figura 679)*. As IF P analisadas no QzIB revelaram quantidades de CH4 11,2 e 15,4 mole%, e um valor médio de 13,9 mole%. Nesta tipologia de IF, os valores mais frequentes de quantidade de CH_4 estão essencialmente concentrados no intervalo compreendido entre 13,8 a 15,1 mole%, e em menor importância no intervalo situado entre 12,5 e 13,8 mole% *(Figura 680)*.

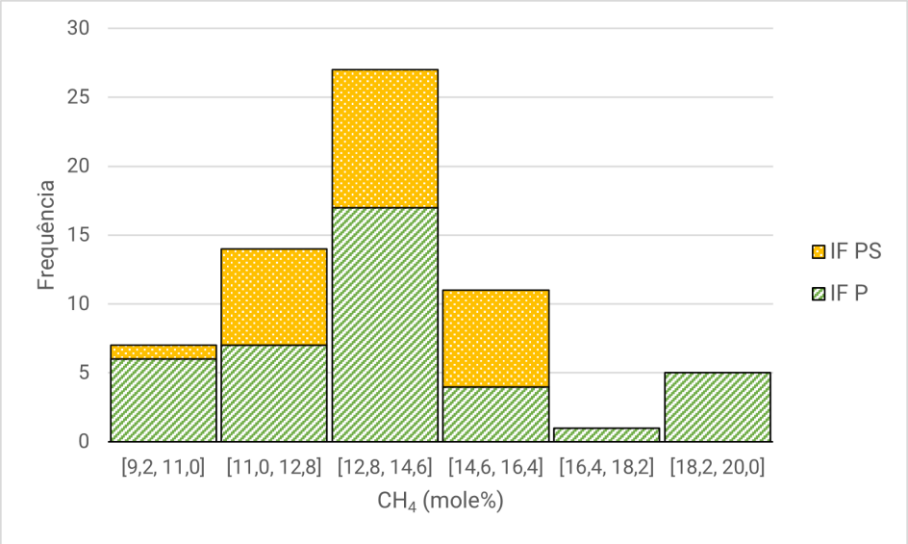


Figura 679 – Histograma da frequência dos valores de quantidade de CH_4 presentes na fase volátil das IF P e PS analisadas no QzIA.

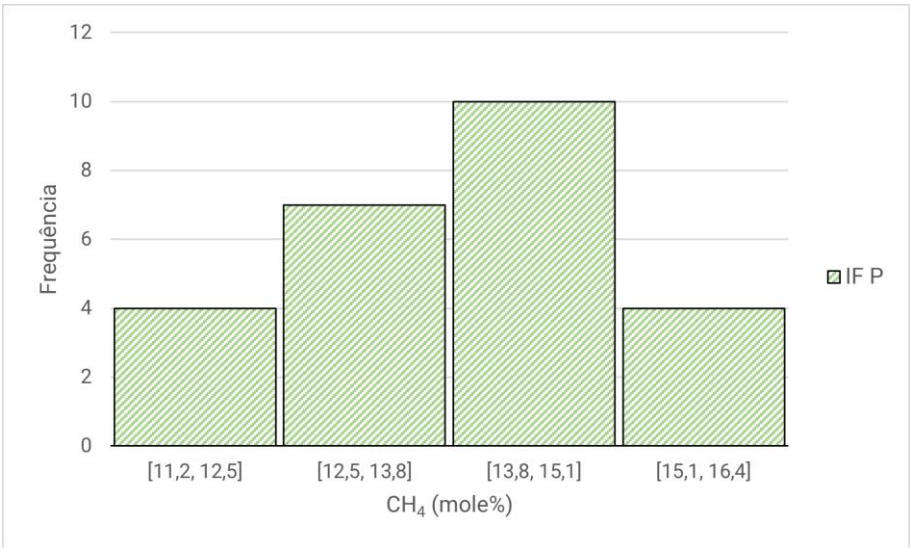


Figura 680 – Histograma da frequência dos valores de quantidade de CH_4 presentes na fase volátil apurados nas das IF P analisadas no QzIB.

O N_2, mostra igualmente quantidades variáveis e por vezes consideráveis, embora com menor importância que no caso das IF P e PS na scheelite, variando entre 2,3 e 14,0 nas IF P, e 2,3 e 10,1 mole% nas IF PS. Os valores médios da quantidade de N_2 nas IF P corresponde a 6,8 mole%, sendo este valor médio igual a 7,4 mole% nas IF P. A maioria das IF P e PS analisadas no QzIA mostram quantidades de N2 sobretudo frequentes nos intervalos compreendidos entre 4,3 e 6,3 mole% e 6,3 8,3 mole% *(Figura 681)*. As IF P analisadas no QzIB mostraram quantidades de N_2 compreendidos entre 2,8 e 8,3 mole% de N_2, um valor médio de 6,3 mole% e maior frequência de valores de

quantidades de N_2 situados sobretudo no intervalo compreendido entre 6,0 e 7,6 mole%, e em menor importância alguns valores recaem no intervalo imediatamente anterior situado entre 4,4 e 6,0 mole% *(Figura 682)*.

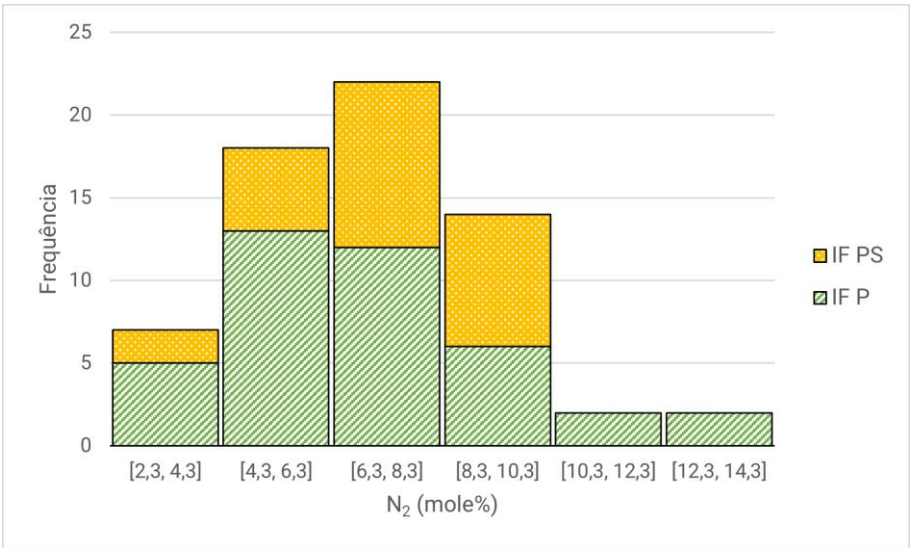


Figura 681 – Histograma da frequência dos valores de quantidade de N_2 presentes na fase volátil apurados nas das IF P e PS analisadas no QzIA.

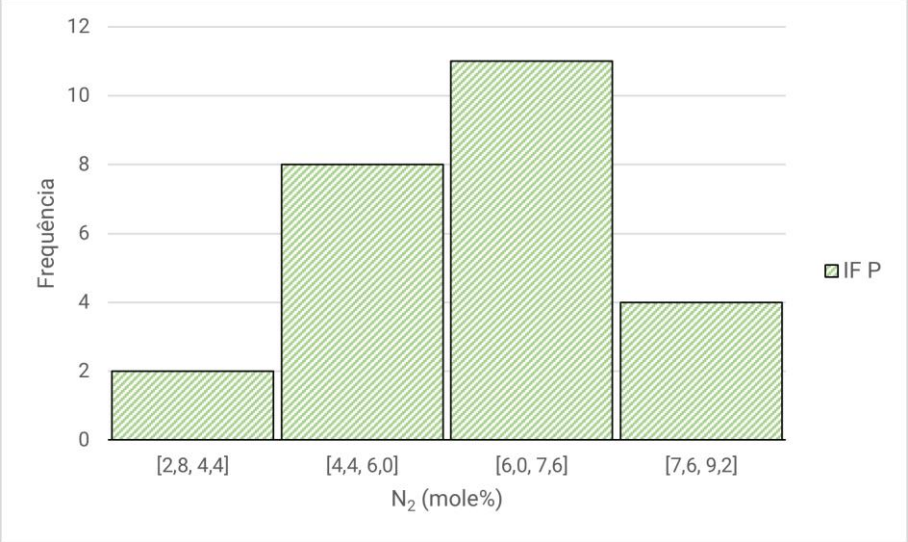


Figura 682 – Histograma da frequência dos valores de quantidade de N_2 presentes na fase volátil apurados nas das IF P analisadas no QzIB.

A composição global destes fluidos é dominada pela presença da H_2O *(Figura 683)*, quer nas IF P (75,8 a 77,9 mole%), quer nas IF PS (75,9 a 78,1 mole%), com valores médios de 76,8 e 77,0 mole% respetivamente, e com a maioria das IF P e PS a

mostrarem valores de quantidade de H_2O sobretudo concentradas no intervalo situado entre 75,8 e 76,6 mole% *(Figura 684)*. As IF P analisadas no QzIB mostram aprisionar fluidos essencialmente compostos por H_2O (ver *Figura 683*), com quantidades que variam entre 75,9 e 78,4 mole%. Nestas IF P o valor médio das quantidades de H_2O corresponde a 76,9 mole%, com a grande maioria das IF a exibirem quantidades de H_2O marcadamente mais frequentes no intervalo compreendido entre 76,5 e 77,1 mole% *(Figura 685)*.

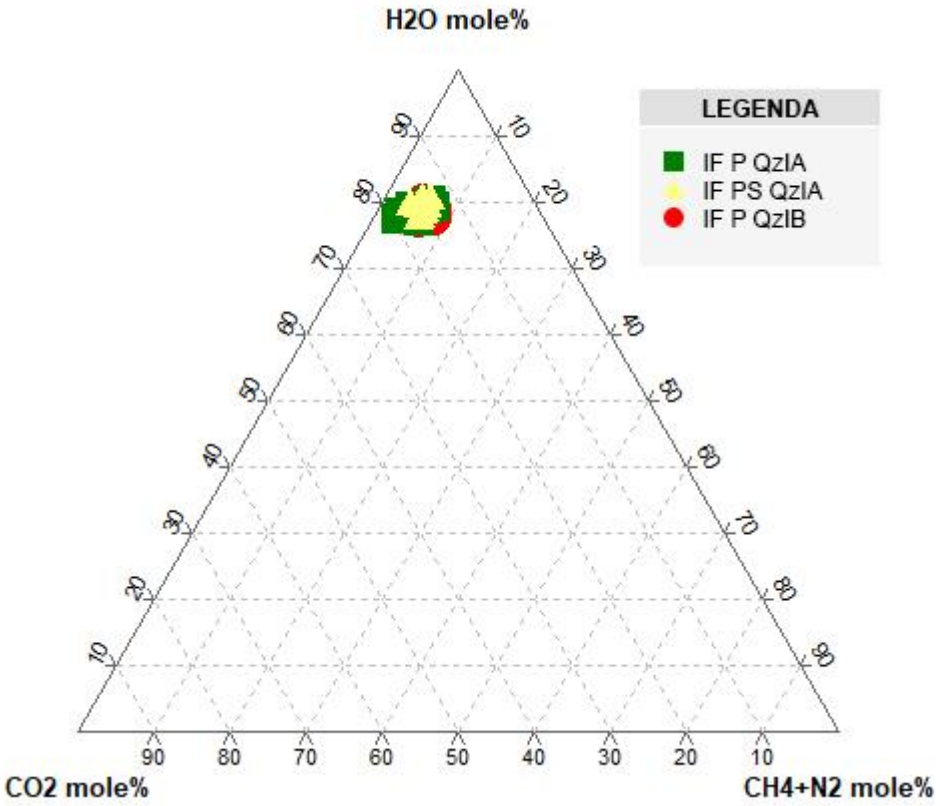


Figura 683 – Diagrama ternário H_2O-CO_2-CH_4+N_2 relativo à composição global das IF P e PS analisadas no QzIA e nas IF P selecionadas no QzIB.

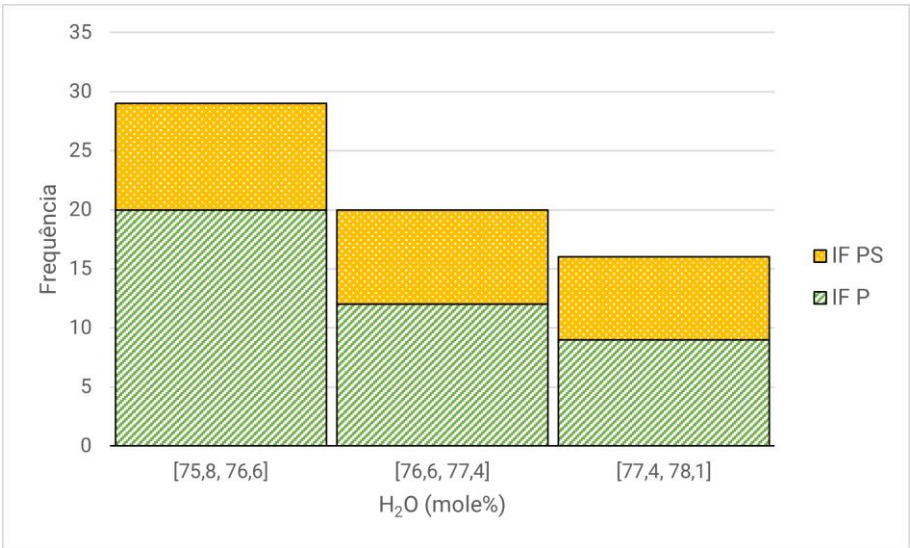


Figura 684 – Histograma da frequência dos valores de quantidade de H_2O presentes na composição global das IF P e PS analisadas no QzIA.

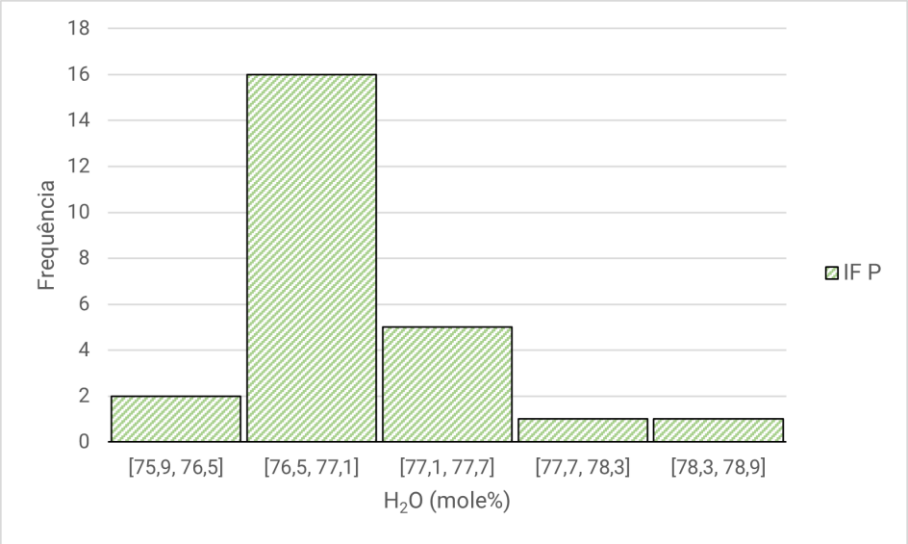


Figura 685 – Histograma da frequência dos valores de quantidade de H_2O presentes na composição global das IF P analisadas no QzIB.

O CO_2 corresponde ao volátil mais abundante, com quantidades que variam entre 13,9 e 19,1 mole% nas IF P e 13,8 e 17,0 mole% nas IF PS, com valores médios de 16,4 e 15,2 mole% respetivamente. As IF P analisadas no QzIB revelaram igualmente que o CO_2 é a espécie volátil dominante na composição global destas IF, com quantidades que variam entre 13,9 e 16,5 mole%, e com um valor médio de 15,4 mole%. O CH_4 corresponde segunda espécie volátil mais importante nas IF P e PS analisadas no QzIA, com quantidades variáveis entre 0,7 e 5,7 mole% nas IF P, e 2,8 e 4,0 mole% nas IF PS. O valor médio de quantidade de CH_4 nas IF P corresponde a aproximadamente 3,0

mole%, enquanto as IF PS revelaram um valor médio de 3,6 mole%. Nas IF P analisadas no QzIB, o CH_4 também corresponde à segunda espécie volátil com maior importância, com quantidades que variam entre 3,0 e 5,0 mole%, com um valor médio de 3,5 mole%. O N_2 encontra menor importância na composição global das IF P e PS, com quantidades compreendidas entre 1,5 e 2,9 mole% nas IF P, e 1,6 e 2,9 mole% nas IF PS, com valores médios respetivos de 2,2 e 2,6 mole%. As IF P analisadas no QzIB mostraram que o N_2 também corresponde à espécie volátil de menor importância na composição global destes fluidos, surgindo em quantidades que variam entre 2,3 e 3,1 mole%, com um valor médio de 2,5 mole%.

A salinidade dos fluidos aprisionados nas IF P e PS analisadas no QzIA pode ser considerada como baixa no caso das IF P (1,09 a 2,07 NaCl eq.%) e nas IF PS (1,00 a 1,94 NaCl eq.%), com valores médios de 1,71 e 1,62 NaCl eq.% respetivamente. Nestas IF P e PS, os valores de salinidade mais frequentemente registados situam-se sobretudo no intervalo compreendido entre 1,64 e 1,86 NaCl eq.% *(Figura 686)*. Nas IF P analisadas no QzIB, os valores de salinidade apurados são igualmente baixos, variando entre 1,18 e 1,95 NaCl eq.%, com um valor médio de 1,69 NaCl eq.%, e com a maioria dos valores de salinidade a situarem-se no intervalo compreendido entre 1,64 e 1,87 mole% *(Figura 687)*.

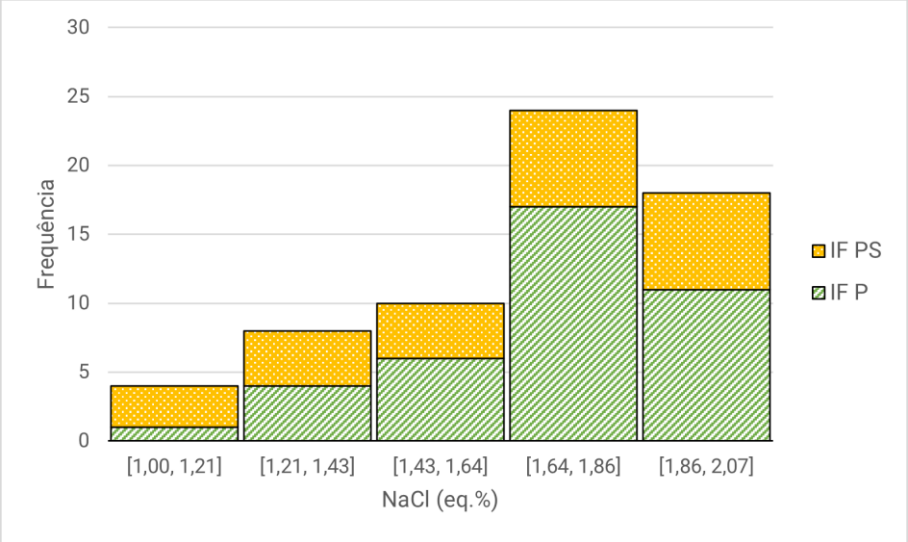


Figura 686 – Histograma da frequência dos valores de salinidade apurados nas IF P e PS analisadas no QzIA.

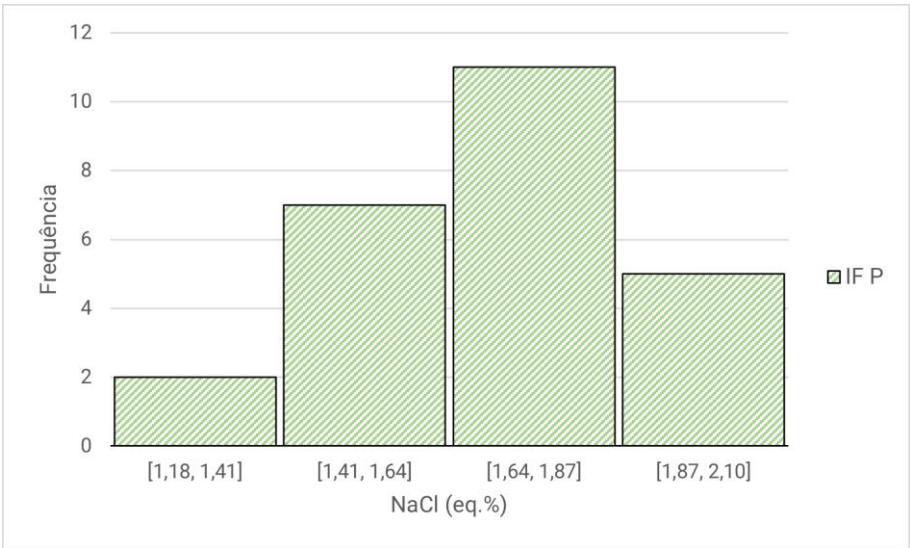


Figura 687 – Histograma da frequência dos valores de salinidade apurados nas IF P analisadas no QzIB.

A densidades destes fluidos aprisionados nas IF P e PS do QzIA é alta, com valores compreendidos entre 0,9749 e 0,9999 nas IF P, e 0,9761 e 0,9995 g/cm^3 no caso das IF PS, com valores médios respetivos de 0,9850 e 0,9862 g/cm^3. Nestas IF P e PS os valores de densidade mais frequentemente registados situam-se bastante concentrados no Intervalo situado entre 0,9856 e 0,9892 g/cm^3 *(Figura 688)*. Nas IF P analisadas no QzIB os valores de densidade também são baixos, situando-se entre 0,9808 e 0,9917 g/cm^3, com um valor médio de 0,9856 g/cm^3, e com maior frequência de valores de densidade concentrados sobretudo nos intervalos compreendidos entre 0,9808 e 0,9844 g/cm^3, e entre 0,9844 e 0,9880 g/cm^3 *(Figura 689)*.

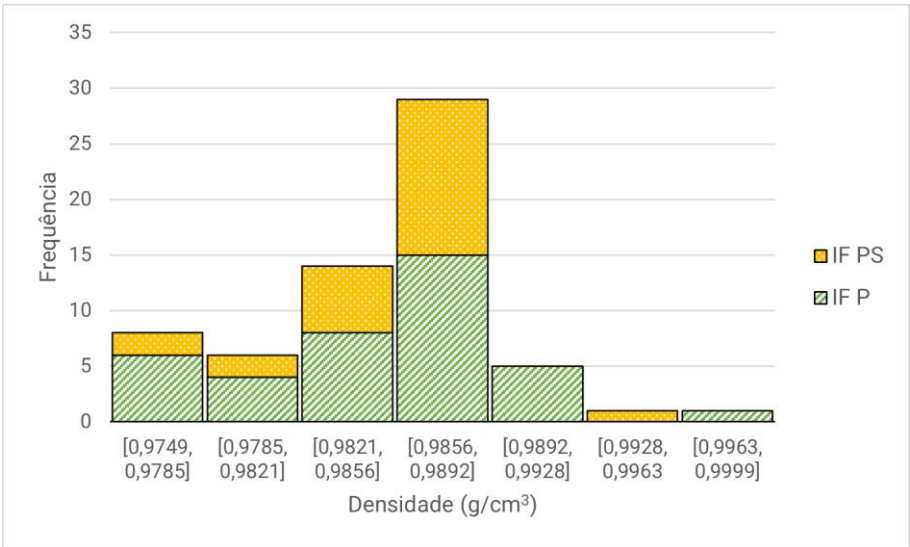


Figura 688 – Histograma da frequência dos valores de densidade apurados nas IF P e PS analisadas no QzIA.

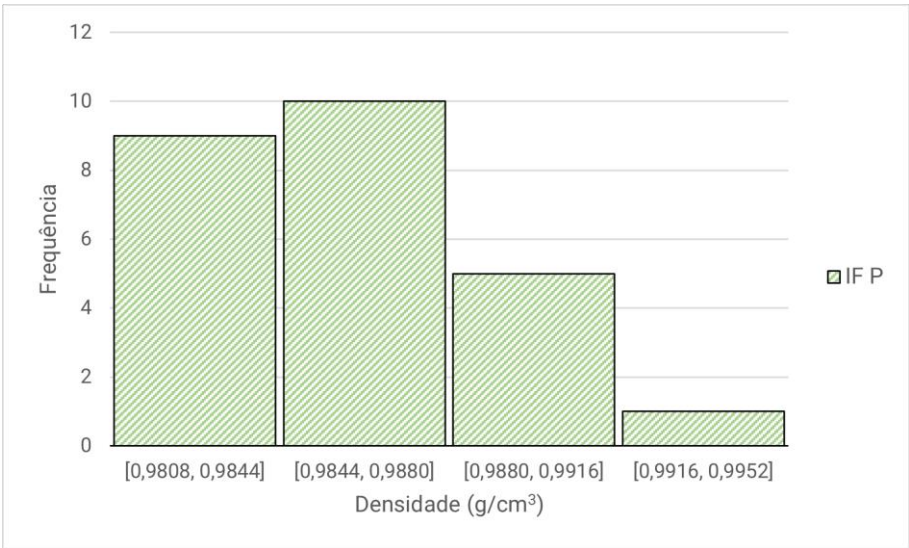


Figura 689 – Histograma da frequência dos valores de densidade apurados nas IF P analisadas no QzIB.

10.5.2.2.4. Quartzo IIA

As IF P e PS analisadas no QzIIA, contemporâneo do evento principal de deposição de sulfuretos nos veios de Murços, mostraram composições dos fluidos muito distintas quando comparados com os fluidos envolvidos na deposição da scheelite e do quartzo que lhe é contemporâneo. No que diz respeito à composição da fase volátil, o CO_2 mostra a maior de todas as importâncias, com quantidades situadas entre 90,3 e 95,8 mole% nas IF P, e 91,8 e 94,1 mole% nas IF PS *(Figura 690)*. O valor médio das quantidades de CO_2 nas IF P corresponde a 93,0 mole%, e nas IF PS este valor é de 92,5 mole%. No que diz respeito às frequências verificadas para as quantidades de CO_2 presente na fase volátil, as IF P concentram-se ligeiramente em maior número no intervalo compreendido entre 92,5 e 93,9 mole%, mas também em número menor, mas não desprezível no intervalo situado entre 91,5 e 92,7 mole%, onde neste último se concentram o maior número de observações no caso das IF PS *(Figura 691)*.

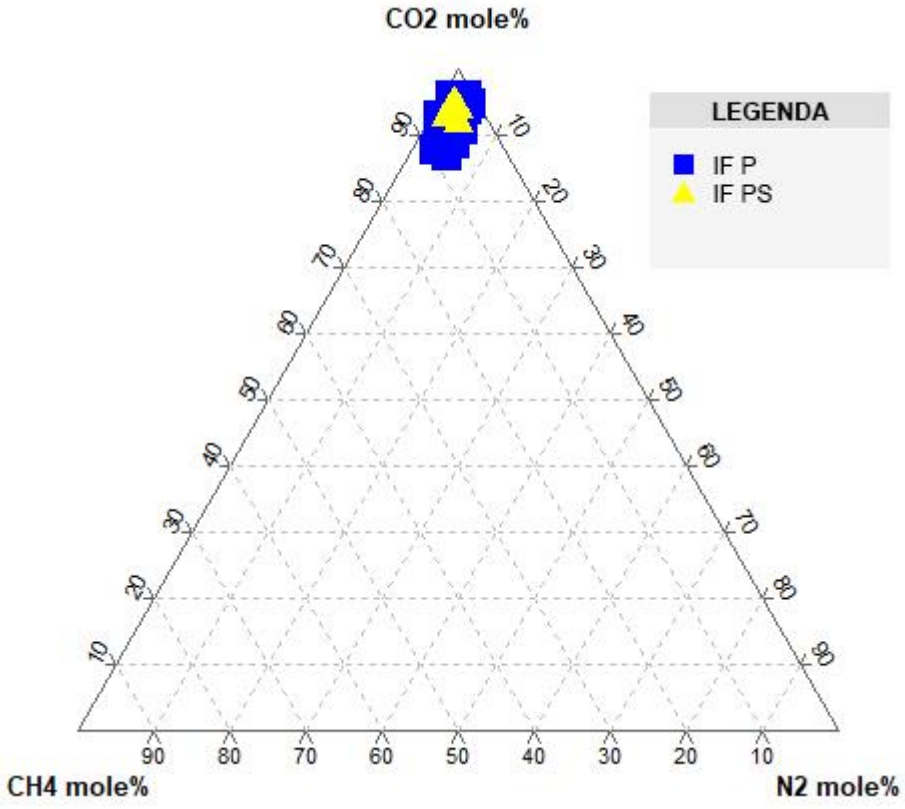


Figura 690 – Diagrama ternário CO_2-CH_4-N_2 relativo à composição da fase volátil das IF P e PS analisadas no QzIIA.

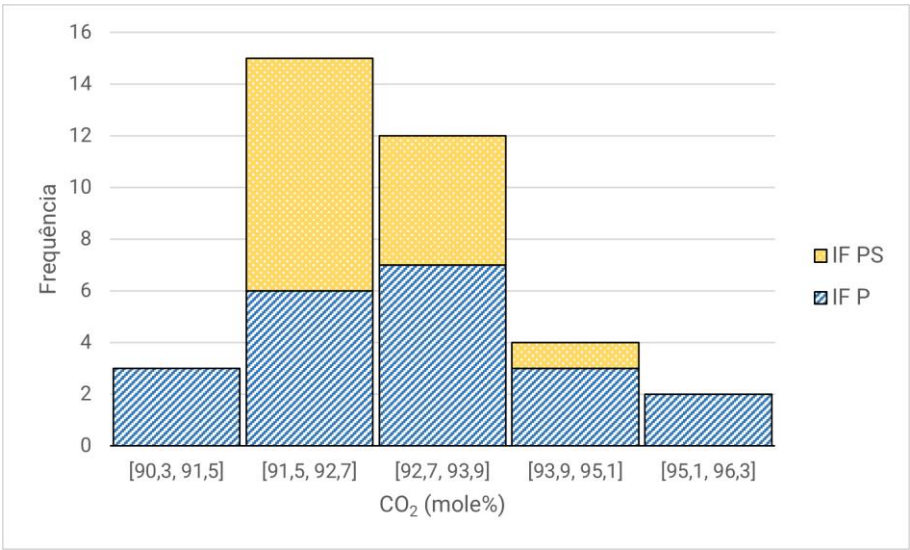


Figura 691 – Histograma da frequência dos valores de quantidade de CO_2 presentes na fase volátil das IF P e PS analisadas no QzIIA.

O CH_4 surge em quantidades variáveis, mas relativamente baixas, quer nas IF P (1,5 a 6,1 mole%), assim como nas IF PS (2,4 a 4,1 mole%) analisadas no QzIIA, com valores médios de 93,0 e 92,5 mole% respetivamente. No que toca à frequência dos valores de

quantidade de CH_4, as IF P apresentam valores mais frequentes no intervalo compreendido entre 3,3 e 4,2 mole%, e ligeiramente menos, mas de modo também importante, no intervalo contíguo e seguinte compreendido entre 4,2 e 5,1 mole%, intervalo este onde as IF PS mostram valores mais frequentes *(Figura 692)*.

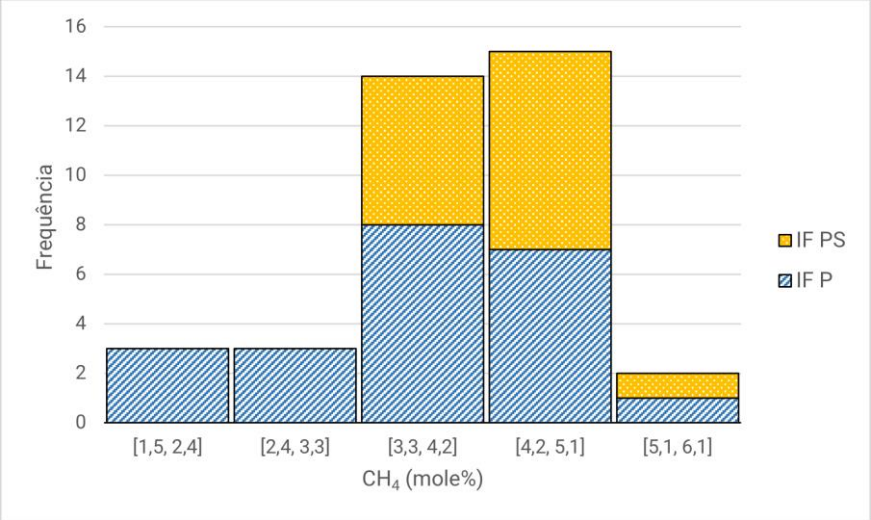


Figura 692 – Histograma da frequência dos valores de quantidade de CH_4 presentes na fase volátil das IF P e PS analisadas no QzIIA.

O N_2 surge em quantidades baixas, que variam entre 1,1 e 5,5 mole% nas IF P, e entre 2,4 e 4,1 mole% nas IF PS, com valores médios respetivos de 3,3 e 3,1 mole%. As frequências de valores de quantidades de N_2 mais elevadas ocorrem de modo marcado sobretudo no intervalo compreendido entre 3,0 e 3,9 mole% *(Figura 693)*.

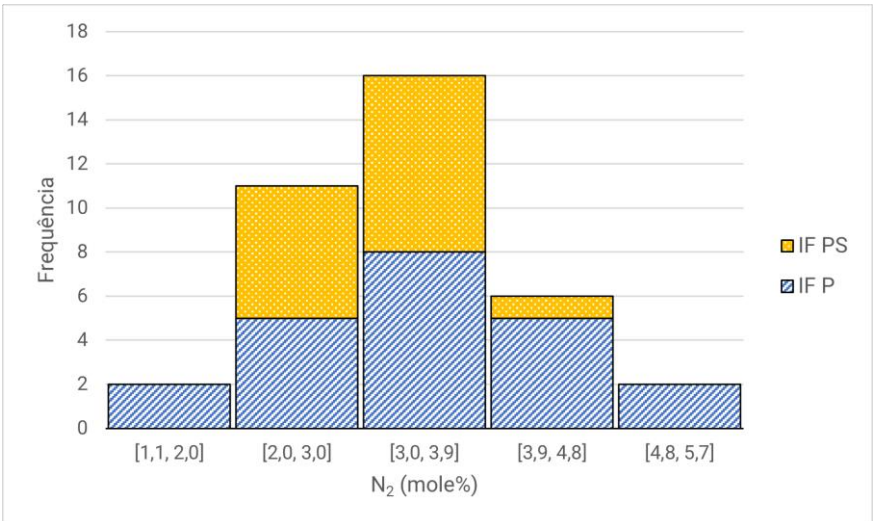


Figura 693 – Histograma da frequência dos valores de quantidade de N_2 presentes na fase volátil nas das IF P e PS analisadas no QzIIA.

A composição global destes fluidos é dominantemente aquosa, com quantidades de H_2O muito importantes, que variam entre 84,2 e 88,3 mole% nas IF P, e entre 85,0 e 88,1 mole% nas IF PS *(Figura 694)*, com valores médios respetivos de 86,4 e 86,6 mole%. A maioria das IF P e PS analisadas no QzIIA mostram valores que quantidade de H_2O sobretudo concentrados no intervalo compreendido entre 86,4 e 87,5 mole%, sobretudo no caso das IF PS *(Figura 695)*.

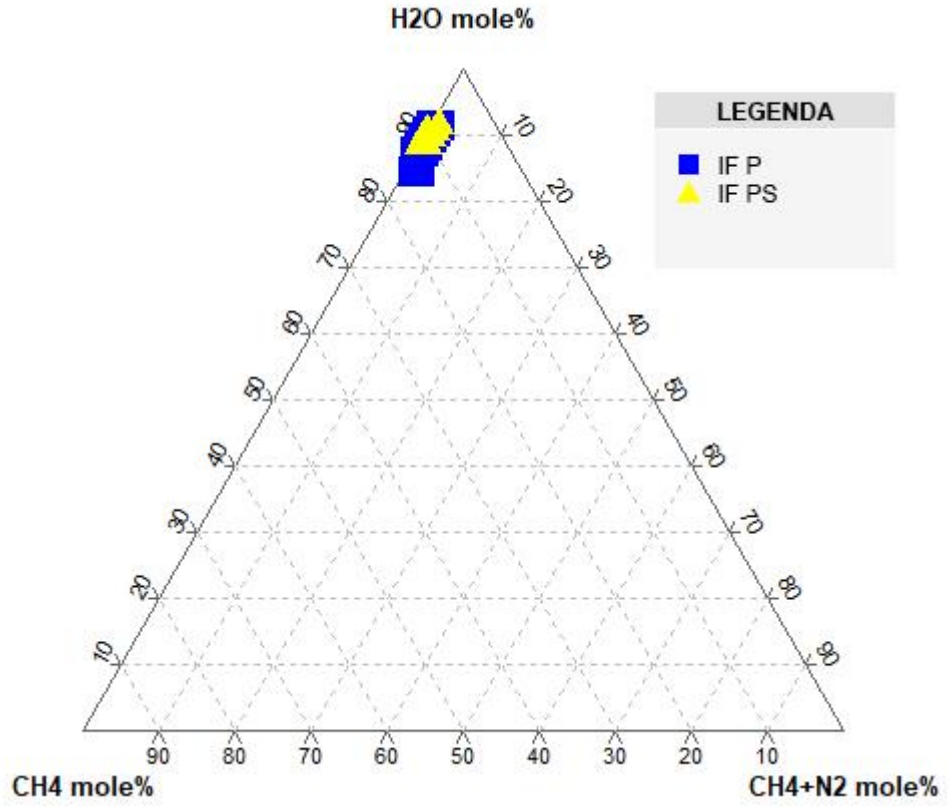


Figura 694 – Diagrama ternário H_2O-CO_2-CH_4+N_2 relativo à composição global das IF P e PS analisadas no QzIIA.

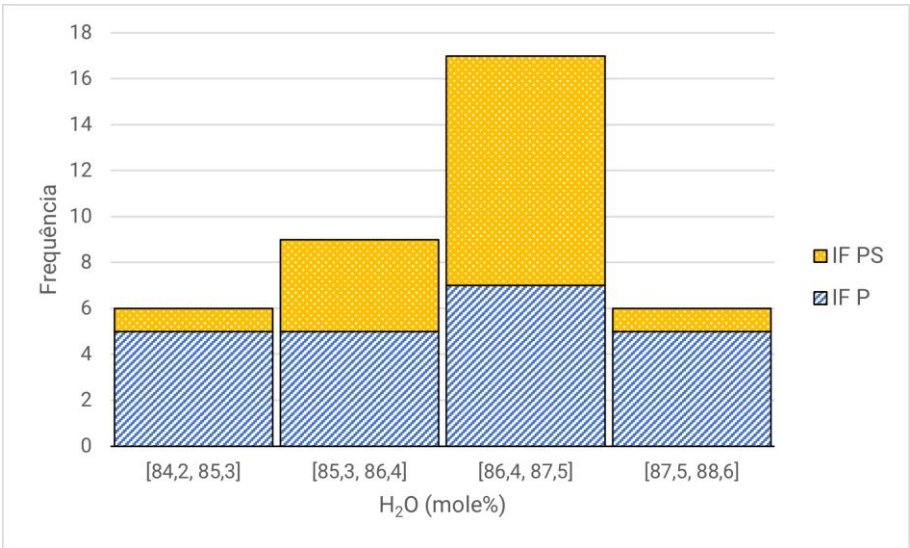


Figura 695 – Histograma da frequência dos valores de quantidade de H_2O presentes na composição global das IF P e PS analisadas no QzIIA.

O CO_2 é o volátil mais importante, com quantidades compreendidas entre 7,8 e 12,3 mole% nas IF P, e entre 7,8 e 11,2 nas IF PS, com valores médios de 10,2 e 9,8 mole% respetivamente. O CH_4 ocorre em baixas quantidades que variam entre 0,4 e 1,0 mole% nas IF P e entre 0,6 e 0,8 mole% nas IF PS, com valores médios respetivos de 0,7 mole% nas IF P e PS. O N_2 também surge em quantidades muito baixas, compreendidas entre 0,1 e 0,7 mole% nas IF P, e entre 0,2 e 0,6 mole% nas IF PS. O valor médio da quantidade de N_2 nas IF P corresponde a 0,3 mole%, enquanto nas IF PS este valor é igual a 0,4 mole%. Os valores de salinidade apurados nas IF P e PS mostram que se trata de fluidos de baixa salinidade, com valores situados entre 2,04 e 2,83 NaCl.eq% nas IF P, e entre 2,07 e 2,93 NaCl eq.% nas IF PS, com valores de salinidade médios de 2,44 e 2,50 NaCl eq.% respetivamente. De um modo geral, os valores de salinidade mais frequentes apurados nas IF P e PS situam-se de modo mais importante no intervalo de valores compreendidos entre 2,34 e 2,63 NaCl eq.%, mas um menor, mas importante conjunto de valores também pode ser encontrado no intervalo contíguo e anterior que varia entre 2,04 e 2,34 NaCl eq.% *(Figura 696)*.

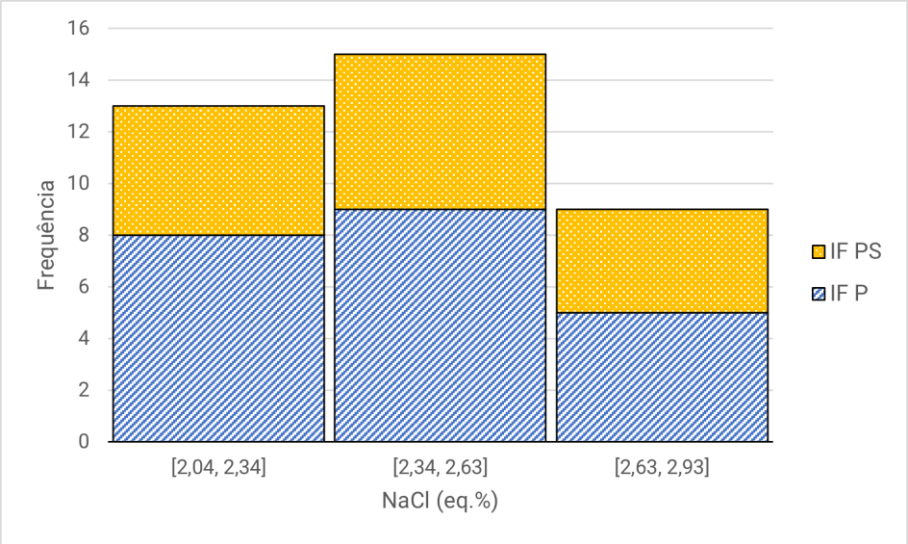


Figura 696 – Histograma da frequência dos valores de salinidade apurados na composição global das IF P e PS analisadas no QzIIA.

O valor de densidade destes fluidos é elevado, situando-se entre 1,0011 e 1,0334 g/cm^3 nas IF P, e entre 1,0064 e 1,0249 g/cm^3 nas IF PS. Os valores médios de densidade determinado nas IF corresponde a 1,0164 g/cm^3 no caso das IF P, e no caso das IF PS este valor é igual a 1,0130 g/cm^3. Os valores de densidade mais frequentes registados nas IF P situam-se de modo mais importante no intervalo de valores compreendidos entre 1,0173 e 1,0253 g/cm^3, enquanto as IF PS se concentram de modo mais importante e marcado no intervalo que varia entre 1,0092 e 1,0173 g/cm^3 *(Figura 697)*.

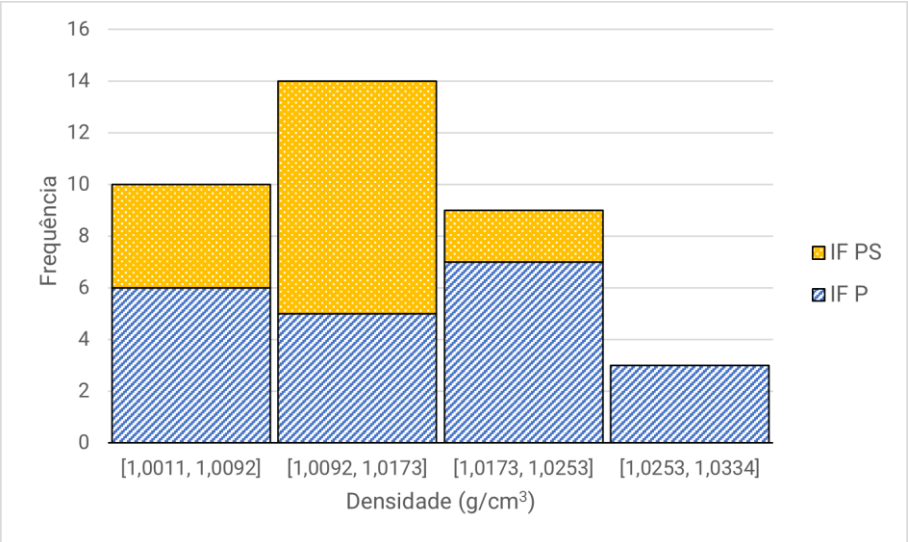


Figura 697 – Histograma da frequência dos valores de densidade apurados na composição global das IF P e PS analisadas no QzIIA.

10.5.2.2.5. Quartzo IIB

As IF P e PS analisadas no QzIIB, posterior ao QzIIA e associado a um episódio pouco expressivo de deposição de sulfuretos (essencialmente pirite), e ligeiramente posterior ao evento principal de deposição de sulfuretos principal, revelaram fluidos composicionalmente muito próximos aos encontrados nas IF P e PS no QzIIA. A composição da fase volátil das IF P e PS analisadas no QzIIB, mostra uma grande dominância do CO_2, com quantidades que variam entre 90,7 e 95,2 mole% nas IF P, e entre 90,9 e 94,2 mole% nas IF PS *(Figura 698)*, com valores médios respetivos de 92,5 e 92,4 mole%. No que diz respeito aos valores de quantidade de CO_2 mais frequentes, as IF P e PS revelaram valores de quantidade sobretudo concentrados no intervalo situado entre 91,8 e 92,9 mole% *(Figura 699)*.

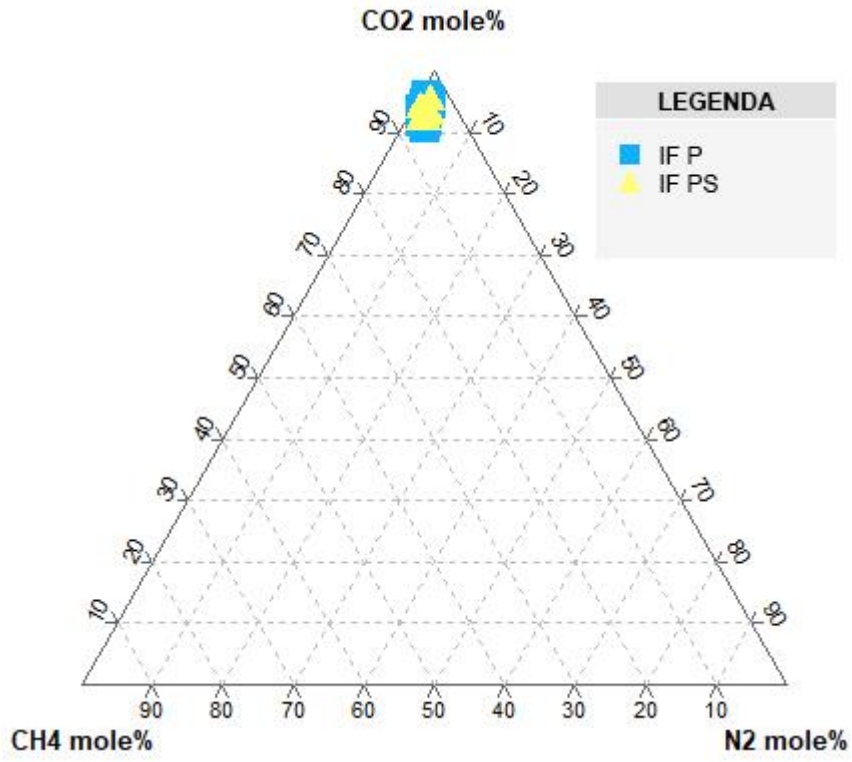


Figura 698 – Diagrama ternário CO_2-CH_4-N_2 relativo à composição da fase volátil das IF P e PS analisadas no QzIIB.

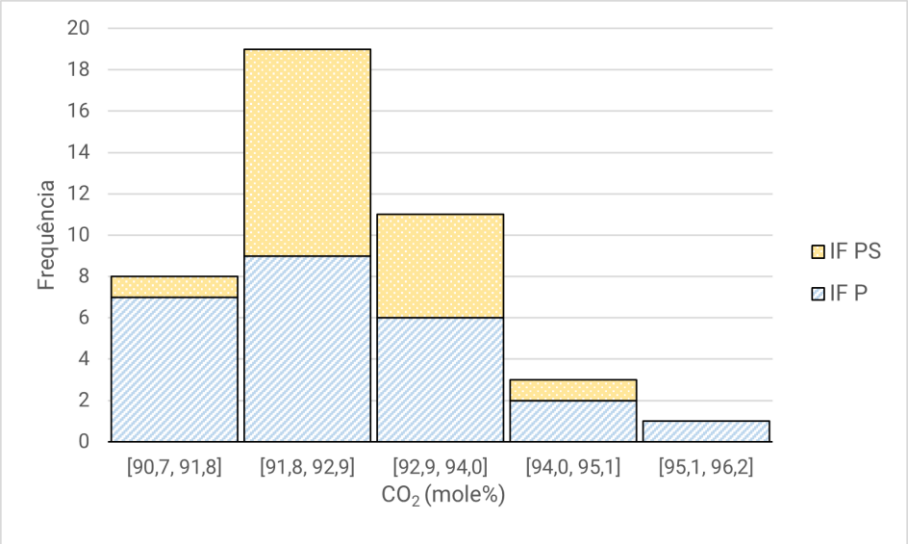


Figura 699 – Histograma da frequência dos valores de quantidade de CO_2 presentes na fase volátil das IF P e PS analisadas no QzIIB.

O CH_4 é volátil que apresenta mais expressão depois do CO_2, embora ocorra em quantidades relativamente baixas nas IF P (3,7 a 6,4 mole%) e nas IF PS (3,6 a 6,3 mole%), com as IF P a revelarem um valor médio de 5,0 mole%, e as IF PS com um valor médio de 5,2 mole%. A frequência dos valores de quantidade de CH_4 presentes na fase volátil das IF P e PS distribui-se de modo mais ou menos homogéneo e de modo mais importante nos intervalos situados entre 4,4 e 5,2 mole% e 5,2 e 6,0 mole%, sendo o primeiro intervalo referido mais importante no caso das IF PS *(Figura 700)*.

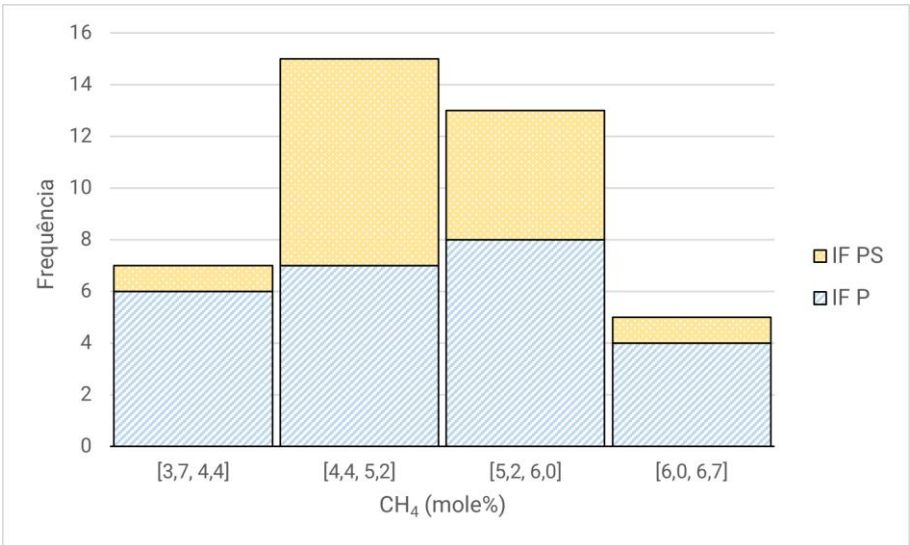


Figura 700 – Histograma da frequência dos valores de quantidade de CH_4 presentes na fase volátil das IF P e PS analisadas no QzIIB.

O N_2 é pouco expressivo, mostrando quantidades compreendidas entre 1,1 e 3,3 mole% nas IF P, e entre 1,4 e 3,2 mole% nas IF PS, com valores médios de 2,5 e 2,4 mole% respetivamente, e com a mais notória importância da frequência de valores de quantidade concentrados no intervalo compreendido entre 2,7 e 3,3 mole% *(Figura 701)*.

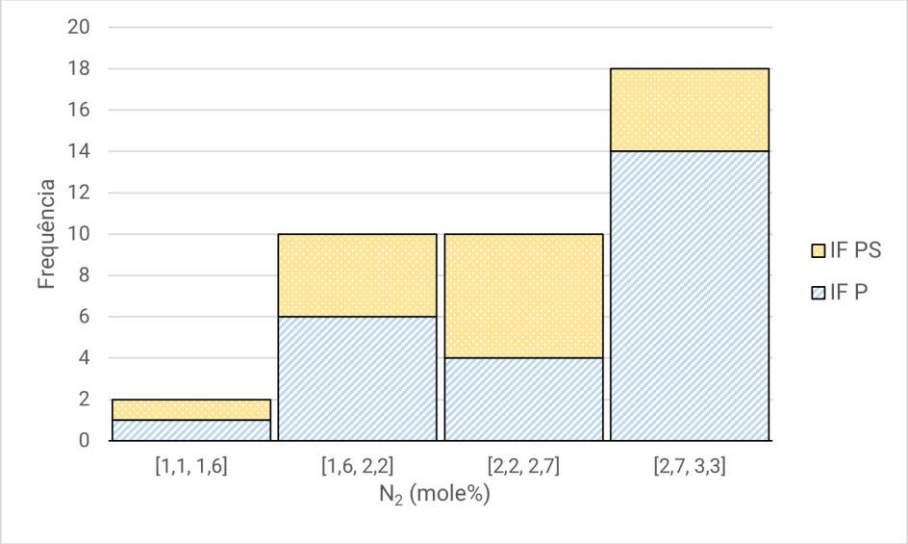


Figura 701 – Histograma da frequência dos valores de quantidade de N_2 presentes na fase volátil das IF P e PS analisadas no QzIIB.

A composição destes fluidos é largamente dominada pela presença da H_2O, com quantidades que variam entre 84,6 e 88,2 mole% nas IF P, e entre 85,9 e 88,0 mole% nas IF PS, com valores médios respetivos de 86,7 e 86,9 mole% *(Figura 702)*. Os valores de quantidade de H_2O mais frequentes apurados nas IF P e PS analisadas, mostram que as IF P se distribuem de modo homogéneo nos intervalos contíguos compreendidos entre 86,0 e 86,8 mole% e entre 86,8 e 87,5 mole%, enquanto no caso das IF PS o primeiro intervalo referido comporta o maior número de observações *(Figura 703)*.

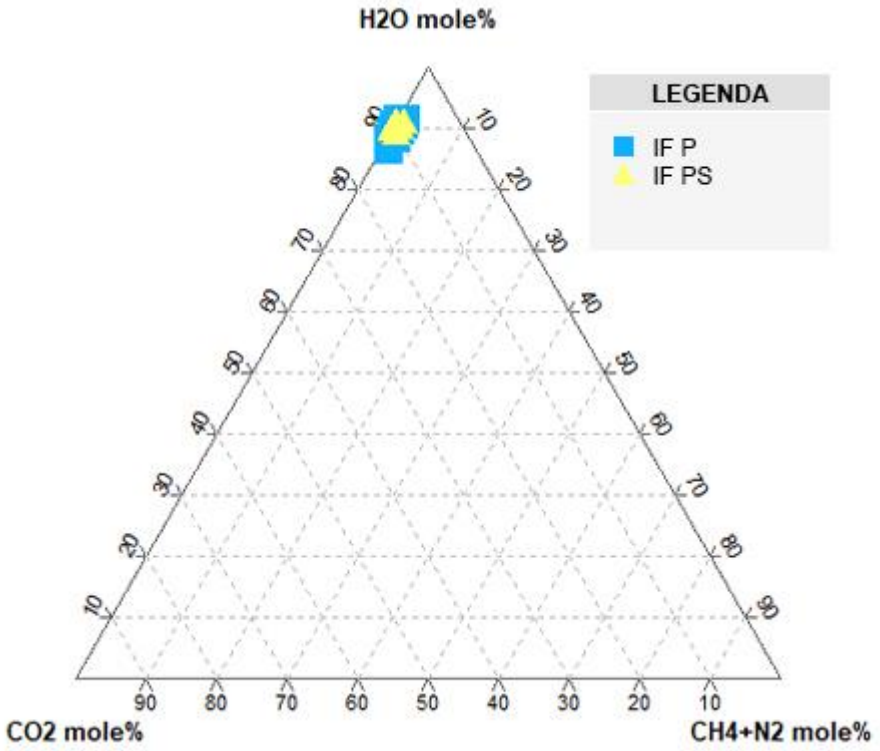


Figura 702 – Diagrama ternário H_2O-CO_2-CH_4+N_2 relativo à composição global das IF P e PS analisadas no QzIIB.

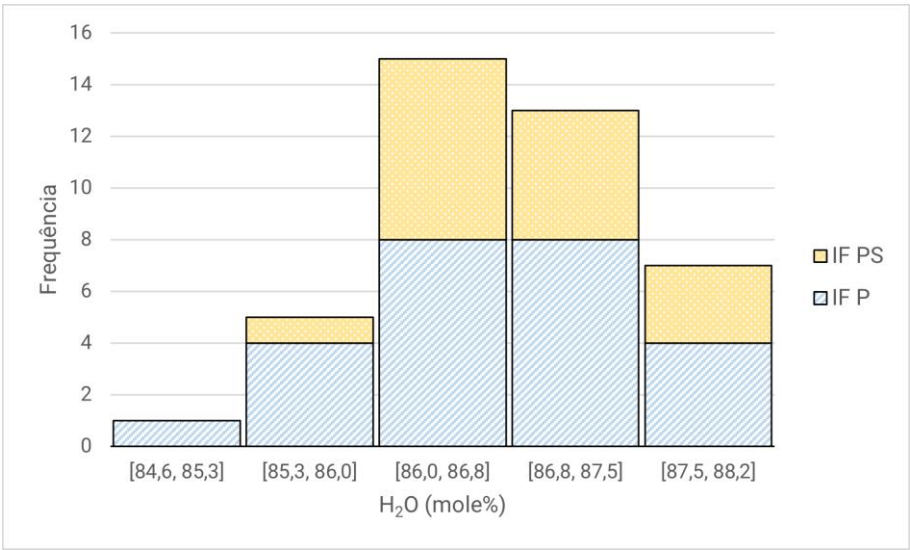


Figura 703 – Histograma da frequência dos valores de quantidade de H_2O presentes na composição global das IF P e PS analisadas no QzIIB.

A espécie volátil mais importante corresponde ao CO_2, que mostra quantidades compreendidas entre 7,9 e 12,1 mole% nas IF P, e entre 8,8 e 10,6 mole% no caso das IF PS. O valor médio calculado para as IF P apresentou um valor de 9,8 mole%, enquanto no caso das IF PS este valor corresponde a 9,7 mole%. O CH_4 surge em

quantidades muito baixas, quer nas IF P (0,5 a 0,8 mole%) e nas IF PS (0,5 a 0,8 mole%), com valores médios de 0,7 e 0,6 mole% respetivamente. O N_2 ocorre em quantidades igualmente baixas, que variam entre 0,2 e 0,5 mole% nas IF P, e entre 0,2 e 0,5 mole% nas IF PS. Os valores médios da quantidade de N_2 ronda 0,4 mole% quer nas IF P, como nas IF PS. Os valores de salinidades determinados mostram que se trata de fluidos de baixa salinidade, tanto no caos dos fluidos aprisionados nas IF P (1,88 a 2,87 NaCl eq.%), quer no caso das IF PS (1,90 a 2,79 NaCl eq.%), com valores médios respetivos de 2,43 e 2,34 NaCl eq.%. Os valores de salinidade mais frequentes no caso das IF P situam-se sobretudo no intervalo compreendido entre 2,19 e 2,50 NaCl eq.%, e com menor importância no intervalo que varia entre 2,50 e 2,81 NaCl eq.% *(Figura 704)*. Os valores de salinidade mais frequentes nas IF PS concentram-se sobretudo neste último intervalo citado (ver *Figura 704*).

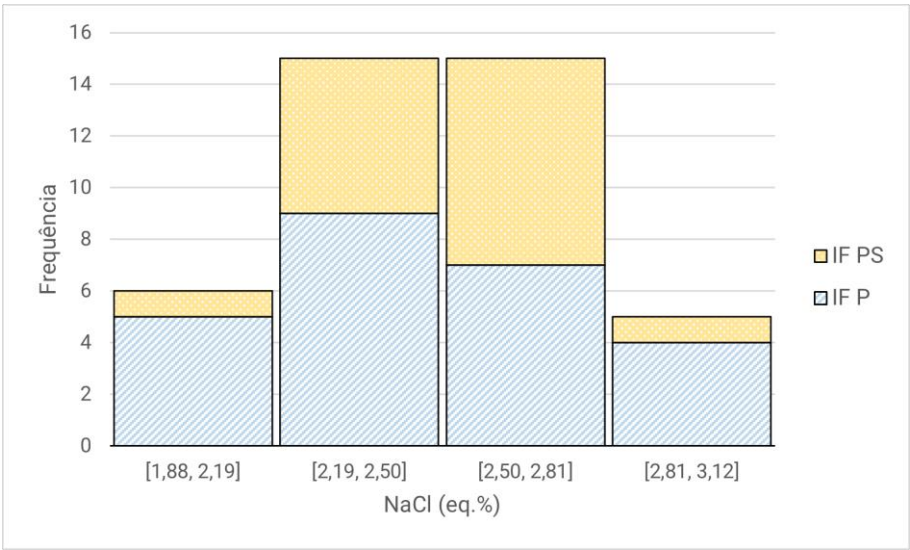


Figura 704 – Histograma da frequência dos valores de salinidade apurados na composição global das IF P e PS analisadas no QzIIB.

A densidade destes fluidos é igualmente alta, com valores compreendidos entre 1,0099 e 1,0258 g/cm^3 nas IF P, e entre 1,0111 e 1,0203 g/cm^3 nas IF PS, com valores médios de 1,0150 e 1,0136 g/cm^3 respetivamente. Os valores de densidade mais frequentemente determinados nas IF P situam-se de um modo ligeiramente superior no intervalo de valores compreendido entre 1,0131 e 1,0163 g/cm^3, mas que é pouco distinto do número de determinações no intervalo que varia entre 1,0099 e 1,0131 g/cm^3, intervalo este onde se concentram os valores de salinidade mais frequentemente determinados nas IF PS *(Figura 705)*.

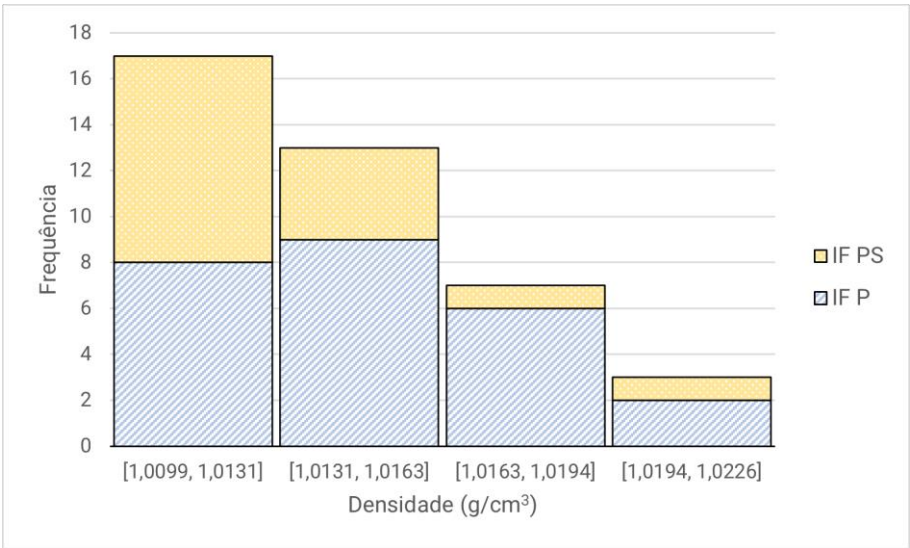


Figura 705 – Histograma da frequência dos valores de densidade apurados na composição global das IF P e PS analisadas no QzIIB.

As análises de microespectrometria Raman levadas a cabo na cassiterite de Murçós, apenas foi possível em 3 inclusões fluidas interpretadas como P, dado o estado de deformação exibido pelas amostras, e a raridade de IF associado à intensidade dos processos de *leakage* e/ou *necking-down* que afetou a grande maioria das IF presentes. Nas IF P em que foi possível levar a cabo análises de microespectrometria Raman, a composição da fase volátil mostra ser dominada pela presença de CO_2, com quantidades apuradas entre 72,6 e 81,1 mole%. O CH_4 é o segundo volátil mais expressivo, embora não ocorra em quantidades particularmente elevadas (2,8 a 14,4 mole%). O N_2 mostra pouca expressão nestes fluidos, surgindo em baixas quantidades (0,8 a 2,6 mole%). A composição global destes fluidos mostra serem compostos essencialmente por H_2O (75,4 a 88,3 mole%). O CO_2 corresponde ao volátil mais abundante, variando entre 5,9 a 17,6 mole%. O CH_4 e O N_2 ocorrem em quantidades pouco importantes, que variam entre 0,3 e 4,2 mole% e 1,6 e 2,5 mole% respetivamente. Os valores de salinidade apurados mostram que se trata de fluidos de baixa salinidade (1,06 a 1,84 NaCl eq.%). A densidade destes fluidos é alta, situando no intervalo compreendido entre 0,8311 e 1,0026 g/cm^3.

10.6. Discussão dos resultados de microespectrometria Raman

10.6.1. Depósito de Sn(W) de Ervedosa

10.6.1.1. Cassiterite

A análise dos resultados de microespectrometria Raman levados a cabo nas IF P e PS da cassiterite de Ervedosa, mostram que os fluidos aprisionados nestas IF se tratam de fluidos aquosos do tipo Lw-c a Lc-w, com uma fase aquosa dominada pela presença de H_2O, e uma fase volátil dominada pelo CO_2, com quantidades variáveis, mas por vezes bastante significativas de CH_4, e, em menores quantidades N_2. Observando o diagrama ternário CO_2-CH_4-N_2 da *Figura 630*, fica bastante evidente que a maioria das IF P analisadas na cassiterite mostram que aprisionam sobretudo fluidos da tipologia Lw-m, uma vez que são aquelas que revelaram os teores mais importantes de CH4, por vezes de ≈ 50,0 mole%. As IF PS são igualmente compostas por uma importante fase aquosa, mas a composição das suas fases voláteis afasta-se um pouco das composições ricas em CH_4 encontradas nas IF P, aproximando-se mais do vértice das composições mais ricas em CO_2 *(ver Figura 630)*. Apesar desta diferença assinalável entre as IF P e PS, as mesmas são muito próximas composicionalmente em termos da fase aquosa e de parâmetros como a salinidade e densidade, pelo que os fluidos aprisionados nas IF PS não serão fluidos muito mais temporalmente evoluídos além da fase de precipitação da cassiterite, registada nos fluidos aprisionados nas IF P e muito ricos em CH_4. Na literatura, é frequentemente atribuído às IF PS um significado genético similar às IF P, uma vez que representam episódios de fracturação contemporâneos do processo de cristalização de cristalização dos minerais hospedeiros *(Roedder, 1984)*. No entanto, estes episódios de fracturação podem não aprisionar nas IF P os fluidos que verdadeiramente presentes na cristalização do mineral, mas um fluido eventualmente mais tardio e com uma composição ligeiramente distinta, ainda que muito próxima do fluido original contido nas IF P, podendo explicar as variações verificadas, As variações observadas ao nível dos componentes da fase volátil mostram que o fluido que deu origem à precipitação não é homogéneo, e as importantes quantidades por vezes importantes de CH_4 observadas, e também N_2, apontam para uma intensa interação dos fluidos aquosos com a matéria orgânica presente nas rochas encaixantes metassedimentares em condições redutoras, tal como evidencia a projeção binária CH_4 + N_2 vs. CO_2 da *Figura 706*. O diagrama (CH_4+N_2)–CO_2 revela uma forte correlação positiva entre as espécies voláteis reduzidas (CH_4 e N_2) e oxidadas (CO_2), indicando um enriquecimento progressivo em carbono total do fluido hidrotermal. Este padrão é interpretado como resultado da interação fluido–metassedimentos ricos em matéria

orgânica e da volatilização simultânea de CH_4, CO_2 e N_2, em condições persistentemente redutoras, mais do que como oxidação progressiva do CH_4, que passaria progressivamente para uma dominância cada vez maior do CO_2. Para além disto, o diagrama binário CO_2+CH_4+N_2 vs. H_2O *(Figura 707)* mostra que o fluido mineralizante se manteve persistentemente rico em voláteis, mesmo quando o conteúdo em H_2O aumentou, sugerindo não ter existido uma diluição meteórica significativa, que de outra forma provocaria a diminuição de CO_2+CH_4+N_2 com o aumento de H_2O. Este padrão sugere fluidos num sistema relativamente fechado, com aporte contínuo de carbono de origem metamórfica, coerente com a natureza peraluminosa do magmatismo e a interação fluido-rocha com os encaixantes metassedimentares. O diagrama H_2O–densidade *(Figura 708)* revela uma correlação positiva clara, indicando que o aumento da densidade do fluido está associado a um enriquecimento relativo em H_2O. Este padrão é interpretado como resultado da exsolução progressiva de componentes voláteis de baixa densidade (CH_4, CO_2 e N_2) durante a evolução do sistema hidrotermal, provavelmente induzida por descompressão e arrefecimento, sem evidência de diluição meteórica significativa. Este diagrama demonstra, que o fluido mineralizante evoluiu de um fluido aquo-carbónico redutor e pouco diluído, para um fluido progressivamente mais aquoso e denso, mantendo consistentemente uma assinatura rica em CH_4, um fator chave na génese da cassiterite. Pode-se afirmar, assim, que nos fluidos dos quais precipitou a cassiterite de Ervedosa. O CH_4 não é um componente esporádico ou tardio, mas um constituinte estrutural do fluido mineralizante. A presença abundante de CH_4 em inclusões fluidas associadas a mineralizações de cassiterite tem vindo a ser recorrentemente assinalada em depósitos hidrotermais espacialmente associados com granitos peraluminosos intrusivos em sequências metassedimentares *(Roedder, 1984; Wilkinson, 2001; Capdevilla et al., 2023)*. Este facto reflete condições físico-químicas específicas do sistema hidrotermal, nomeadamente estados *redox* redutores e uma forte interação fluido–rocha, reconhecidas como fundamentais para a mobilização e deposição do estanho *(Heinrich, 1990; Hu et al., 2008)*. Em contextos geológicos em que granitos peraluminosos se instalam em metassedimentos ricos em matéria orgânica, os fluidos magmáticos primários evoluem rapidamente através de processos de mistura e reação com fluidos metamórficos libertados durante o metamorfismo de contacto. A desvolatilização de matéria orgânica e/ou grafite presente nos metassedimentos promove a libertação de espécies reduzidas de carbono, favorecendo a estabilização do carbono sob a forma de CH_4 em detrimento de CO_2, especialmente em sistemas tamponados por baixos valores de fugacidade de oxigénio (fO_2) *(Yardley, 2005; Wilkinson, 2001)*. Estas condições são

comuns em ambientes dominados por associações minerais redutoras, como pirite–pirrotite–grafite, frequentemente descritas em encaixantes metassedimentares de depósitos estaníferos associados a granitos do tipo S *(Chappell & White, 1974)*. A abundância de CH4 nas inclusões fluidas indica, assim, que os fluidos hidrotermais responsáveis pela mineralização em cassiterite de Ervedosa evoluíram em ambientes redutores, nos quais o Sn, é preferencialmente transportado sob a forma de espécies Sn^{2+} em complexos, principalmente com Cl^- *(Heinrich, 1990, 1995)*. A estabilidade destas espécies em solução é favorecida pela presença de CH_4, que atua como componente redutor do sistema, permitindo concentrações elevadas de Sn no fluido. Posteriormente, pequenas variações nas condições *redox*, associadas ao arrefecimento do sistema, à mistura com fluidos mais oxidados ou à oxidação progressiva do CH_4, conduzem à desestabilização dos complexos de Sn^{2+}, à oxidação para Sn^{4+} e à precipitação de cassiterite (SnO_2) *(Heinrich, 1990; Hu et al., 2008)*. Assim, o CH_4 não deve ser interpretado apenas como um constituinte passivo dos fluidos mineralizantes, mas como um indicador da evolução geoquímica do sistema hidrotermal. A sua presença abundante em inclusões fluidas regista simultaneamente a contribuição metamórfica associada dos encaixantes metassedimentares, a natureza redutora dos fluidos e os mecanismos que controlam o transporte e a deposição do Sn em depósitos hidrotermais associados a granitos peraluminosos *(Roedder, 1984; Wilkinson, 2001; Capdevilla et al., 2023)*. A presença do N_2 em IF tem vindo a ser igualmente associada aos processos de desvolatização da matéria orgânica, no entanto, em condições geológicas de elevada temperatura, baixa atividade de fluidos e condições de elevada fugacidade do O, tais como condições de metamorfismo e atividade magmática, o N_2 é favoravelmente libertado a partir da decomposição térmica de minerais que incorporam na sua estrutura NH_3, como argilas, feldspatos e micas *(Anderson et al., 1989, 1990, 1991, 1995; Williams et al., 1992)*, pelo que os teores de N_2 obtidos poderão, em grau desconhecido, ter contribuído para os teores observados. Os resultados das análises de isótopos estáveis de O e H levados a cabo na cassiterite e no quartzo que lhe é contemporâneo (QzIA), mostram que os fluidos dos quais precipitaram estes minerais, correspondem a fluidos modificados por intensa atividade fluido-rocha. De um modo geral, estes fluidos são mais bem representados pelo sistema H_2O-CO_2-CH_4-N_2-NaCl, que se projetam de modo inequívoco no campo dos fluidos hidrotermais de baixa salinidade característicos de depósitos Sn-W no diagrama de *Wilkinson (2001) (Figura 709)*. A projeção destes fluidos neste campo mostra que os fluidos que ocasionaram a precipitação da cassiterite correspondiam a fluidos magmático-hidrotermais muito pouco evoluídos ricos em voláteis.

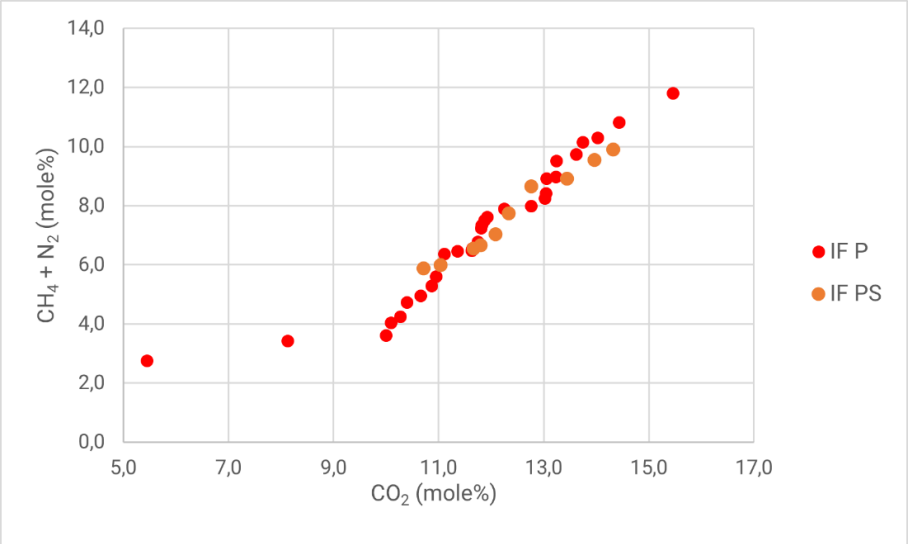


Figura 706 – Diagrama binário $CH_4 + N_2$ vs. CO_2 relativo às IF P e PS analisadas na cassiterite dos filões de Ervedosa.

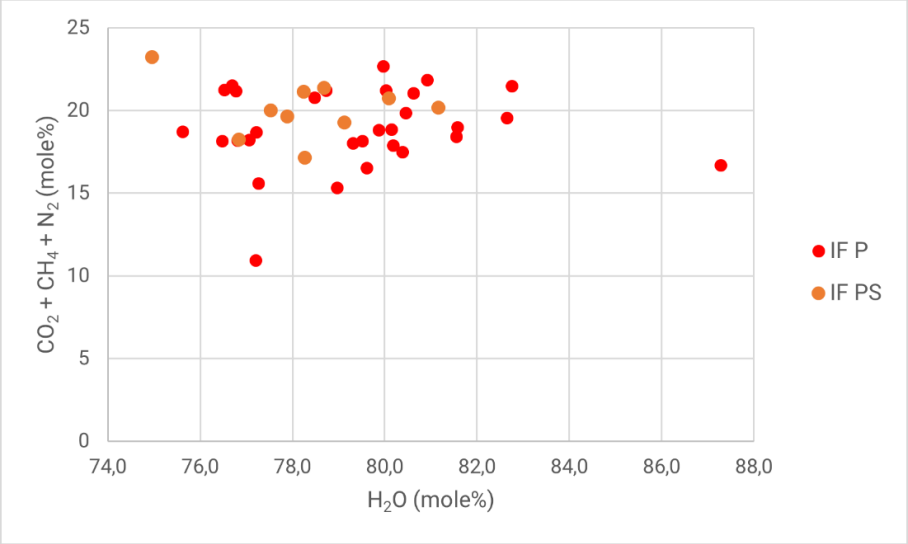


Figura 707 – Diagrama binário $CO_2 + CH_4 + N_2$ relativo às IF P e PS analisadas na cassiterite.

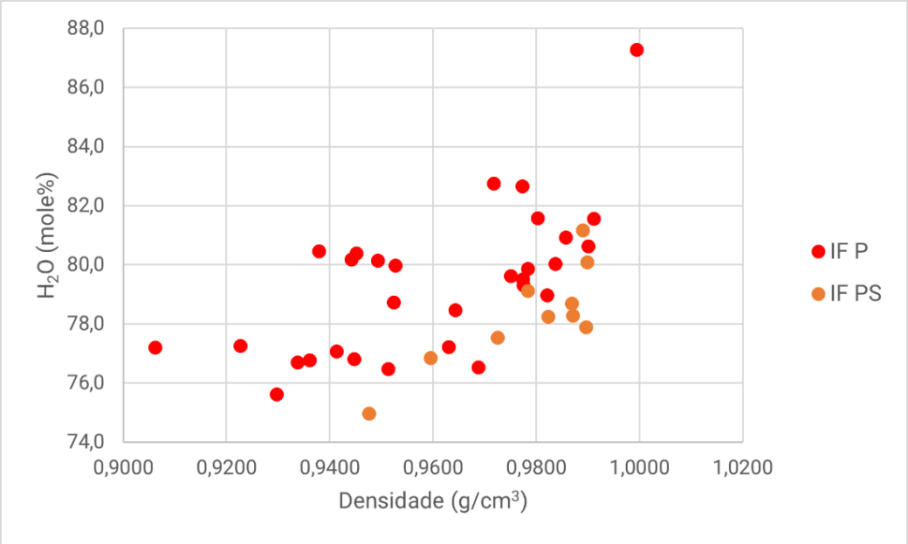


Figura 708 – Diagrama binário H_2O vs. Densidade relativo às IF P e PS analisadas na cassiterite.

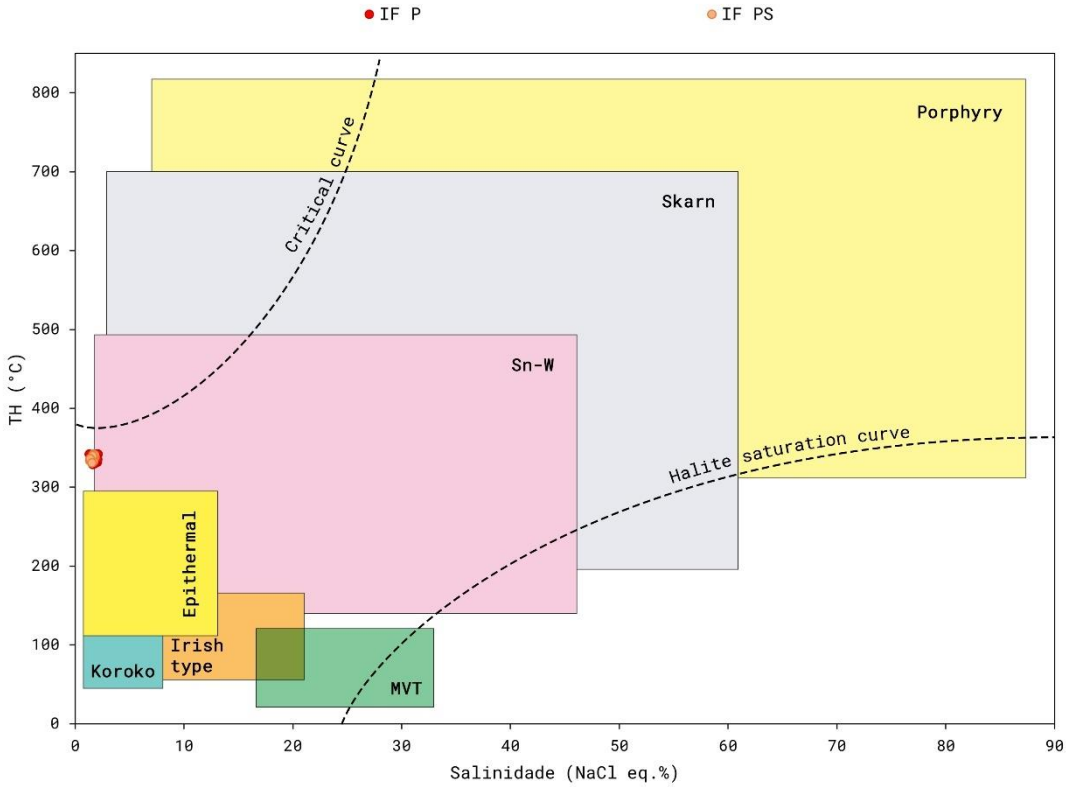


Figura 709 – Diagrama TH vs. salinidade respeitante às IF P e PS analisadas na cassiterite (adaptado de *Wilkinson, 2001*).

10.6.1.2. Quartzo IA e IB

Os fluidos aprisionados nas IF P e PS na geração de quartzo contemporânea da deposição da cassiterite (QzIA), e no QzIB, resultante da subgranulação do QzIA,

mostram composições de fase volátil muito semelhante às encontradas nas IF P e PS analisadas na cassiterite, com CO_2 dominante, mas quantidades variáveis, mas importantes de N_2, e sobretudo CH_4 (ver *Figura 638*). Tratam-se de fluidos também do tipo Lw-c a Lc-w, aquosos, com uma fase aquosa dominada pela presença da H_2O. Comparativamente com os fluidos aprisionados na cassiterite, a diferença mais assinável relativamente aos fluidos aprisionados nas IF P e PS dos quartzos, diz respeito à ligeira maior abundância de H_2O nos fluidos dos quartzos.

Os resultados obtidos nas análises de microespectrometria Raman, em combinação com os dados microtermométricos obtidos, apontam para que a cassiterite e o quartzo que lhe é contemporâneo (QzIA) tenham precipitado de um mesmo fluido não homogéneo ainda que os resultados demonstrem que as condições físico-químicas do fluido, se tenham alterado significativamente desde a precipitação da cassiterite até à precipitação do QzIA. Desde logo, o diagrama binário H_2O vs. Densidade *(Figura 710)* mostra que o fluido do qual o QzIA precipitou já não mostra a mesma trajetória acentuada de aumento de densidade desencadeada pelo aumento do conteúdo de H_2O, mas sim uma ligeira tendência positiva, mas que no geral é praticamente contínua. Este padrão observado sugere que nesta etapa do sistema, a entrada de H_2O terá diminuído, deixado do de ter a importância que teve aquando da precipitação da cassiterite, demostrando uma eventual diminuição da intensidade das reações fluido-rocha aquando da precipitação do QzIA. As IF P analisadas no QzIB revelam o mesmo tipo de correlação. Contrariamente ao caso dos fluidos envolvidos na etapa da cristalização da cassiterite, o diagrama CH_4+N_2 vs. CO_2 *(Figura 711)* das IF P e PS analisadas no QzIA e IF P no QzIB mostram uma correlação negativa clara que assinala uma tendência de avanço de composições mais ricas em CH_4+N_2 para composições progressivamente mais ricas em CO_2. Esta tendência observada é um forte indicador da alteração das condições *redox* do sistema, uma vez que as formas reduzidas de carbono são convertidas progressivamente em CO_2, a sua forma oxidada, sugerindo que esta mudança poderá ter sido ocasionada pela mistura dos fluidos metamórficos redutores ricos em CH_4 e N_2, com fluidos magmáticos/meteóricos mais oxidados e mais ricos em CO_2. Esta ideia é de certa maneira corroborada pelo diagrama $CO_2+CH_4+N_2$ vs. H_2O *(Figura 712)*, onde uma evidente tendência de diminuição dos componentes voláteis com o aumento de proporção de H_2O, sugerindo que o sistema fechado que se verificava aquando da precipitação da cassiterite se alterou para um ambiente mais oxidante, com entrada de H_2O, ocasionando a conversão das espécies voláteis reduzidas (CH_4 e N_2), na espécie volátil oxidada (CO_2). *Gomes (1996)* refere a título da

descrição da sequência paragenética diferentes episódios de fracturação que afetaram os veios de Ervedosa durante os diferentes episódios de mineralização registados, pelo que é provável que um destes episódios de fracturação possa ter ocasionado fraturas que facilitaram a circulação de fluidos meteóricos, justificando assim as alterações *redox* para condições mais oxidantes verificadas. Os resultados obtidos nas IF P analisadas no QzIB não mostraram variações composicionais significativas relativamente ao QzIA, o que sugere que o processo de subgranulação do QzIA não afetou de modo significativo a composição dos fluidos aprisionados nas IF P no QzIB. De um modo geral, os fluidos aprisionados nas IF P e PS do QzIA e nas IF P do QzIB são, de modo mais adequado, representados pelo sistema H_2O-CO_2-CH_4-N_2-NaCl.

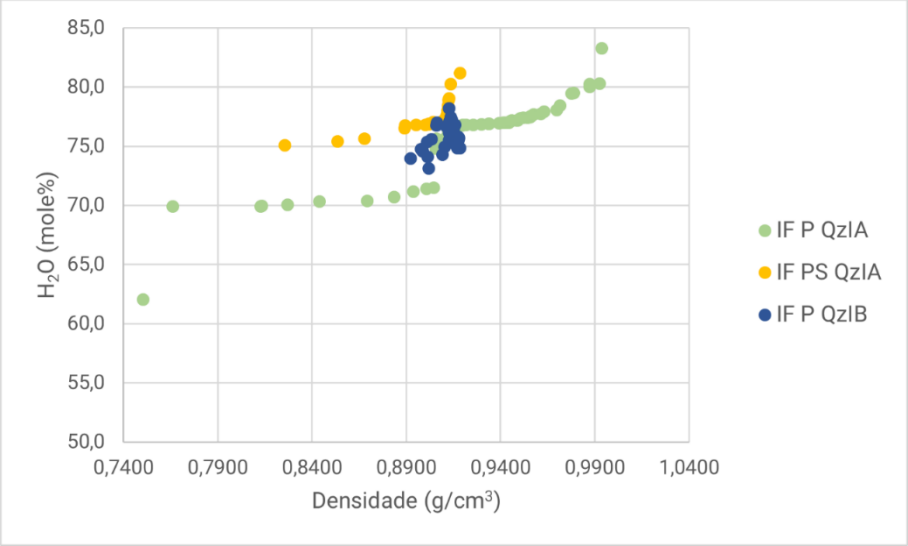


Figura 710 – Diagrama binário H_2O vs. densidade relativo às IF P e PS analisadas no QzIA e nas IF P analisadas no QzIB dos filões de Ervedosa.

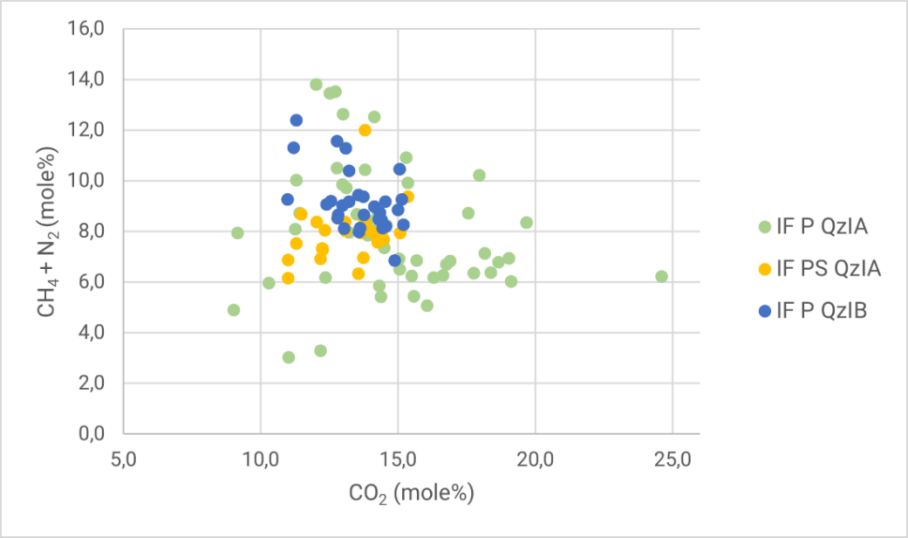


Figura 711 – Diagrama binário CH_4+N_2 vs. CO_2 relativo às IF P e PS analisadas no QzIA e nas IF P analisadas no QzIB dos filões de Ervedosa.

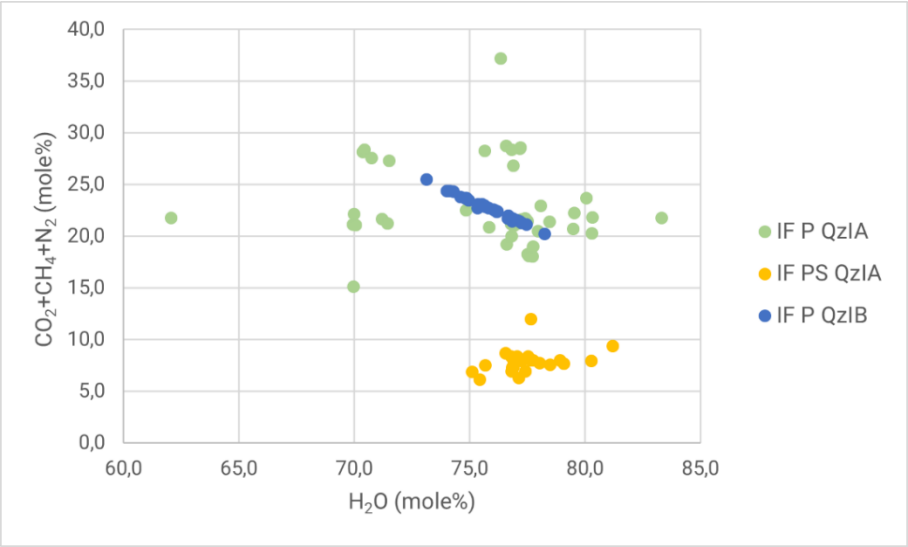


Figura 712 – Diagrama binário $CO_2+CH_4+N_2$ vs. H_2O relativo às IF P e PS analisadas no QzIA e nas IF P analisadas no QzIB dos filões de Ervedosa.

Os resultados obtidos nas IF P analisadas no QzIB não mostraram variações composicionais significativas relativamente ao QzIA, o que sugere que o processo de subgranulação do QzIA não afetou de modo significativo a composição dos fluidos aprisionados nas IF P no QzIB. A projeção dos valores de salinidade e TH obtidos nas IF P e PS do QzIA e nas IF P do QzIB *(Figura 713)*, mostram que estas IF se projetam no campo clássico dos fluidos epitermais do diagrama de *Wilkinson (2001)*, com algumas IF a projetarem-se na fronteira com o campo dos fluidos associados a

mineralizações de Sn-W, o que demonstra diminuição da temperatura, sem alteração significativa da salinidade dos fluidos.

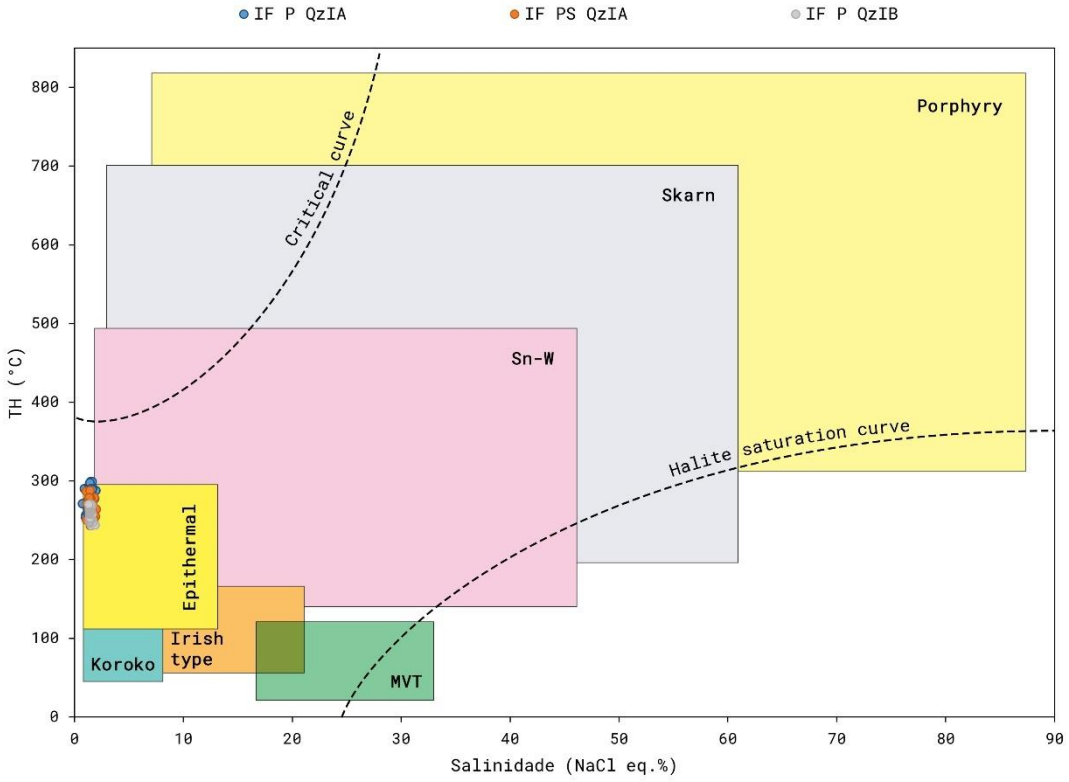


Figura 713 – Diagrama TH vs. Salinidade respeitante às IF P e PS analisadas no QzIA e nas IF P analisadas no QzIB (adaptado de *Wilkinson, 2001*).

10.6.1.3. Quartzo IIA e IIB

No que diz respeito aos fluidos aprisionados nas IF P e PS no QzIIA, contemporâneo do evento mineralizante principal em sulfuretos de Ervedosa, e aos fluidos aprisionados nas IF P e PS no QzIIB, contemporâneo do último evento pouco expressivo de deposição de sulfuretos, os resultados revelam fluidos do tipo Lw-c a Lc-w, aquosos, com uma fase aquosa dominada pela H_2O *(ver Figura 656)* e uma fase volátil composta essencialmente por CO_2, e quantidades acessórias de CH_4 e N_2 (ver *Figura 652*). Comparativamente aos fluidos identificados nas IF analisadas na cassiterite, QzIA e QzIB, a variabilidade dos resultados é bastante inferior, e os intervalos das quantidades dos componentes analisados são mais restritos. De um modo geral, observa-se bastantes diferenças entre os fluidos associados à deposição da cassiterite e do QzIA/QzIB, e os fluidos associados à deposição de sulfuretos. Desde logo, as

quantidades de CO_2 presentes na fase volátil destes últimos são francamente superiores, com pouca importância do CH_4 e N_2. Para além disto, são ligeiramente mais densos que os fluidos associados à deposição da cassiterite e QzIA e QzIB. O diagrama H_2O vs. densidade da *Figura 714* mostra uma tendência do aumento da densidade com o aumento de H_2O, sugerindo uma continua entrada de H_2O no sistema (provavelmente fluidos meteóricos), justificando o aumento de densidade destes fluidos. A entrada de fluidos no sistema é corroborada com a projeção dos valores CO_2+CH_4+N_2 vs. H_2O *(Figura 715)*, que mostra uma nítida tendência de decréscimo da fração volátil com o aumento da proporção de H_2O, e, portanto, uma diluição progressiva dos fluidos por mistura com fluidos meteóricos tardios durante os episódios de mineralização em sulfuretos. O diagrama (CH_4+N_2)–CO_2 *(Figura 716)* indica que os fluidos responsáveis pela deposição de sulfuretos mantiveram uma composição aquocarbónica em condições redutoras, semelhante à dos fluidos do estádio estanífero, sugerindo continuidade genética e ausência de oxidação progressiva significativa durante a evolução do sistema. Nos veios de Ervedosa, e mais concretamente nos que diz respeito aos minerais das paragéneses de sulfuretos, não se observa a ocorrência de óxidos, corroborando que as condições destes fluidos eram apenas ligeiramente oxidantes. A projeção dos valores de TH vs. salinidade no diagrama de *Wilkinson (2001) (Figura 717)* mostra que os fluidos aprisionados nas IF P e PS do QzIIA e QzIIB se projetam na sua grande maioria fora do campo dos fluidos epitermais, exibindo assim uma salinidade inferior, resultado da diluição dos fluidos.

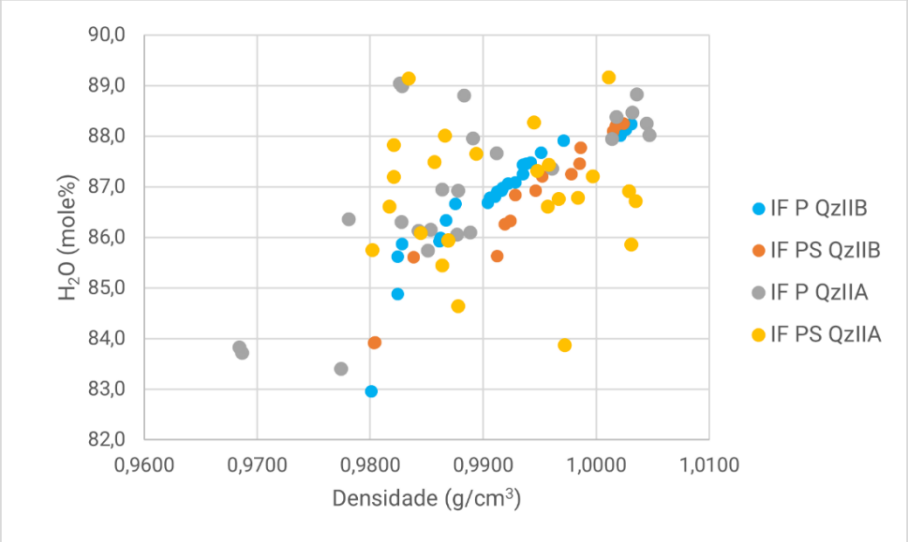


Figura 714 – Diagrama binário H_2O vs. densidade relativo às IF P e PS analisadas nas QzIIA QzIIB dos filões de Ervedosa.

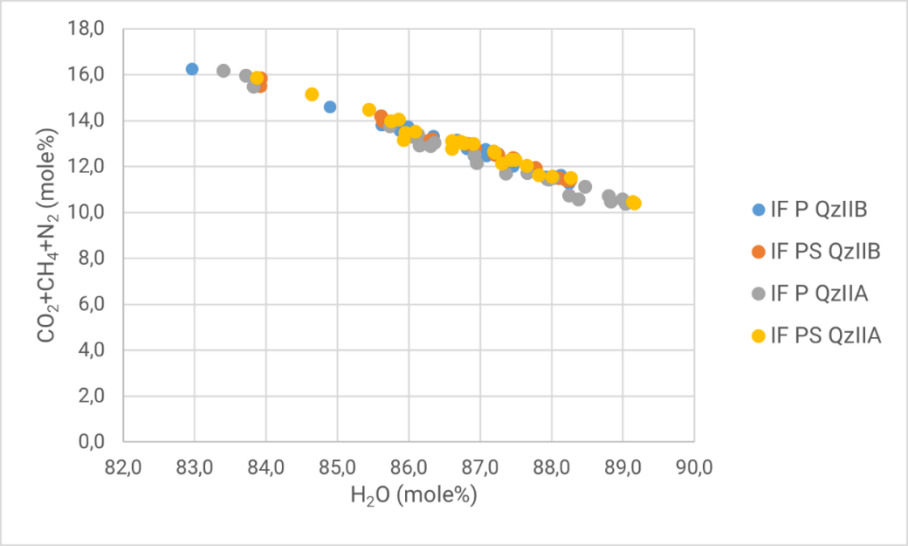


Figura 715 – Diagrama binário $CO_2+CH_4+N_2$ vs. H_2O relativo às IF P e PS analisadas nos QzIIA e QzIIB dos filões de Ervedosa.

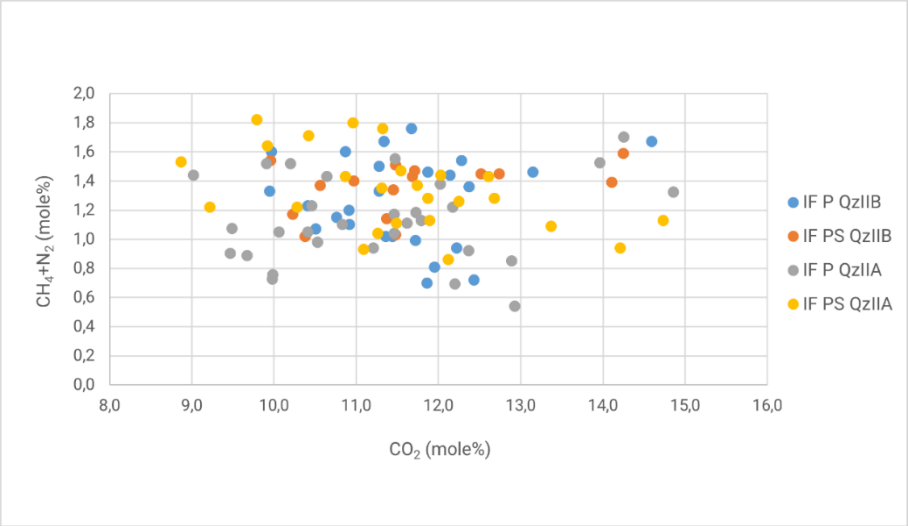


Figura 716 – Diagrama binário CH_4+N_2 relativo às IF P e PS analisadas nos QzIIA e QzIIB dos filões de Ervedosa.

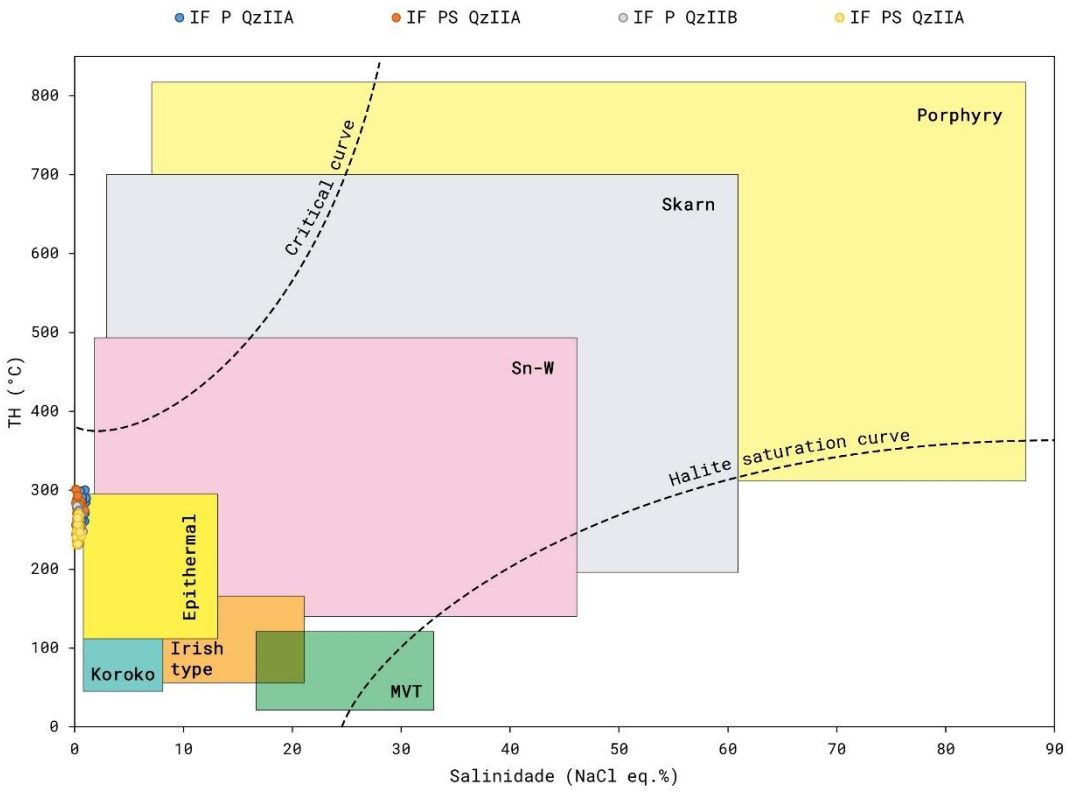


Figura 717 – Diagrama TH vs. Salinidade respeitante às IF P e PS analisadas no QzIIA e no QzIIB (adaptado de *Wilkinson, 2001*).

10.6.2. Depósito de W(Sn) de Murços

10.6.2.1. Scheelite e Cassiterite

Os fluidos aprisionados nas IF P e PS analisadas na scheelite dos veios de Murços mostrou que se trata de fluidos aquosos, com uma fase volátil dominada por CO_2, mas com quantidades variáveis, mas importantes de CH_4, e sobretudo N_2, correspondendo a fluidos do tipo Lw-c a Lc-w de baixa salinidade e elevada densidade. No que toca à cassiterite, as IF P analisadas revelaram igualmente fluidos aquocarbónicos com uma fase aquosa importante (ver *Figura 670*), e uma fase volátil essencialmente dominada pela presença de CO_2, e em quantidades menos importantes CH_4 e N_2, revelando desde logo diferenças relevantes sobre a importância de voláteis como o CH_4 e N_2 na precipitação dos diferentes minérios, já que nos fluidos das IF P da cassiterite os teores de CO_2 são mais elevados, e as quantidades de CH_4 face a N_2 são mais importantes. Apesar das diferenças verificadas, os fluidos presentes nas IF P na cassiterite são fluidos também do tipo Lw-c, de baixa salinidade e elevada densidade. O diagrama H_2O vs. densidade *(Figura 718)* evidencia uma evolução contínua do fluido hidrotermal desde a deposição da cassiterite até à cristalização da scheelite, controlada por exsolução

progressiva de voláteis e enriquecimento relativo em H_2O, sem evidência de mistura meteórica significativa já que os valores de salinidade não diminuíram, o que desencadearia a diluição e diminuição da salinidade dos fluidos.

As IF P na cassiterite por seu turno mostram, apesar de existirem três análises, que existiu um aumento de densidade decorrente do aumento das quantidades de H_2O tal como ocorreu nas IF P e PS da scheelite, sugerindo que o fluido do qual precipitou a cassiterite, embora possa ter sido o mesmo que deu origem à precipitação da scheelite, existem diferenças químicas ligeiras do fluido entre a precipitação da cassiterite e da scheelite. Estas diferenças dizem sobretudo à composição da fase volátil da cassiterite, muito mais dominada pelo CO_2 do que pelo CH_4 ou N_2. A sequência paragenética estabelecida para os veios de Murçós posiciona a precipitação da cassiterite como sendo anterior à precipitação da scheelite, tornando o cenário de precipitação a partir de fluidos distintos um cenário mais plausível e explicável. Os resultados obtidos nas IF P e PS analisadas na scheelite sugerem que esta precipitou de um fluido com maior grau de influência das interações fluido-encaixante metassedimentar, a julgar pela singular riqueza em CH_4 e sobretudo N_2 encontrada nestas IF P e PS. A presença em abundância de N_2 nos fluidos geológicos é tipicamente associada aos processos de desvolitilização da matéria orgânica e da qual é também produzido CH_4, contudo, em condições de temperaturas elevadas, baixa atividade da água e alta fugacidade do oxigénio, como metamorfismo e atividade magmática, o N_2 é libertado favoravelmente pela decomposição térmica de minerais que incorporam NH_4, como minerais argilosos, feldspatos ou micas *(Anderson et al., 1989, 1990, 1991, 1995; Williams et al., 1992)*. A presença de N_2 foi reconhecida em FI, a partir de inclusões de alta densidade de CO_2-N_2 identificadas em rochas metamórficas de alto grau do manto superior e crosta inferior, como granulitos e eclogitos *(Touret, 1981, 1987; Kooi et al., 1998; Lehman, 2003; Touret & Frezzoti, 2003)*. Vários trabalhos observam a presença de N_2 intimamente associada à precipitação de scheelite *(Durisova et al., 1992; Antona et al., 1994; Wang et al., 2018)*. O trabalho mais recente de de *Wang et al. (2018)* documenta claramente a ocorrência de fluídos ricos em N_2 associados à formação de scheelite no depósito de Yangjingou, China. Neste trabalho, foram identificadas inclusões fluidas com conteúdos muito elevados de N_2 (> 88 mole %), bem como inclusões contendo misturas de N_2 + CO_2 e N_2 + H_2O, diretamente relacionadas com a mineralização de scheelite e ao fluido mineralizante responsável pelo estádio de mineralização do depósito tungsteníferа do depósito. Os autores atribuem a origem do N_2 principalmente à decomposição térmica de minerais portadores de NH_4^+ presentes nos encaixantes metamórficos durante

metamorfismo regional e interação fluido–rocha sob condições de temperatura. Estes autores sugerem, ainda, o que o aumento significativo de N_2 e de outros voláteis no fluido podem diminuir a solubilidade da scheelite/volframite e, portanto, favorecer a sua precipitação no sistema hidrotermal, tal como havia já sido sido sugerido por estudos experimentais anteriores relativos à solubilidade do W *(Foster, 1977; Uchida et al., 1989; Wood & Vlassopoulos 1989; Wood & Samson, 2000)*. Apesar de a presença de N_2 em inclusões fluidas em sistemas hidrotermais ser cada vez mais reconhecida, a origem do N_2 nestes fluidos permanece ainda enigmática e objeto de debate. Diversos mecanismos têm sido propostos, incluindo a libertação de N_2 por decomposição térmica de minerais portadores de NH_4^+ durante metamorfismo e interação fluido–rocha, a contribuição de fluidos metamórficos profundos, a exsolução a partir de magmas crustais enriquecidos em N_2, ou ainda a reciclagem de N_2 de origem sedimentar incorporado na crosta. No entanto, a escassez de estudos experimentais que quantifiquem o comportamento do N_2 em condições hidrotermais, aliada à sua natureza quimicamente pouco reativa e à dificuldade em distinguir assinaturas magmáticas, metamórficas e crustais apenas com base em inclusões fluidas, impede uma atribuição inequívoca da sua proveniência. Assim, embora o N_2 seja frequentemente interpretado como um indicador de contribuição metamórfica ou de interação com rochas metassedimentares ricas em NH_4^+, a sua génese nos sistemas hidrotermais continua a ser uma questão em aberto, exigindo abordagens integradas que combinem petrologia, geoquímica isotópica e modelação termodinâmica. No caso das IF P e PS analisadas na scheelite de Murçós, o N_2 revela extrema importância na composição da fase volátil destes fluidos, algo que não acontece com importância semelhante com minerais da sua paragénese como a cassiterite e o QzIA/QzIB (discutido mais adiante), evidenciando que a precipitação da scheelite esteve dependente da existência de N_2 em abundância, enquanto o estádio de deposição da cassiterite e do QzIA não é caracterizado por esta dependência do N_2. A origem do N_2 em abundância nestes fluidos aponta para, não só uma contribuição de fluidos metamórficos ricos em CH_4 e N_2, como para existência de processos de destabilização térmica dos minerais portadores de NH_4. Em Murçós estão registados processos de alteração hidrotermal nos metassedimentos encaixantes, como no granodiorito de Murçós, que exibe por vezes, de modo intenso os efeitos de processos de microclinização decorrentes da interação com os fluidos que eventualmente deram origem aos filões mineralizados, sendo uma importante fonte de Ca necessário para a precipitação da scheelite, enquanto o W terá tido uma origem magmático-hidrotermal.

A projeção binária CH_4+N_2 vs. CO_2 *(Figura 719)* mostra uma tendência clara de decréscimo de CH_4 e N_2 com o aumento das quantidades de CO_2 nas IF P e PS da scheelite e nas IF P na cassiterite, mostrando que os fluidos aprisionados nestas IF passaram de um estádio inicial redutor rico em CH_4 e sobretudo N_2, derivado da interação fluido-encaixante metassedimentar, para um estádio mais evoluído e mais rico em CO_2 sugerindo uma mudança para condições ligeiramente mais oxidantes. Esta evolução é provavelmente decorrente da mistura de fluidos de origem metamórfica, cuja existência é provada pelas quantidades muito assinaláveis CH_4 e N_2, com fluidos de origem magmática, eventualmente facilitada pela abertura das estruturas filoneanas. A entrada de H_2O nos fluidos que ocasionaram a precipitação da scheelite e da cassiterite fica patente no diagrama binário CO_2+CH_4+N_2 vs. H_2O *(Figura 720)*, onde se destaca uma nítida correlação da redução dos componentes voláteis com o aumento da quantidade H_2O no fluido, evidenciando uma evolução de um estádio do fluido magmático-hidrotermal rico em voláteis, para um estado do fluido mais diluído dominado pela fase aquosa. A projeção no diagrama de *Wilkinson (2001)* TH vs. Salinidade da *Figura 721*, das IF P e PS da scheelite, e das IF F da cassiterite, projetam-se predominantemente no campo Sn(W), característico de sistemas magmático–hidrotermais de baixa salinidade. A sobreposição dos campos de inclusões IF P e PS da scheelite mostra uma continuidade composicional do fluido durante a mineralização. Esta tendência de decréscimo de TH com valores de salinidade aproximadamente constante indica uma evolução dominada por arrefecimento progressivo do fluido, sem evidências claras de *boiling* (que aumentaria a salinidade) ou mistura significativa com águas meteóricas (que diluiriam o fluido), refletindo uma transição para condições epitermais mais tardias como as que se verificam, por exemplo, nos episódios de deposição de sulfuretos. Os valores de salinidade constantes com decréscimo de TH poderá, também, indicar uma possível migração dos fluidos de um regime mesotermal para níveis estruturais mais superiores epitermais, explicando os valores constantes de salinidade.

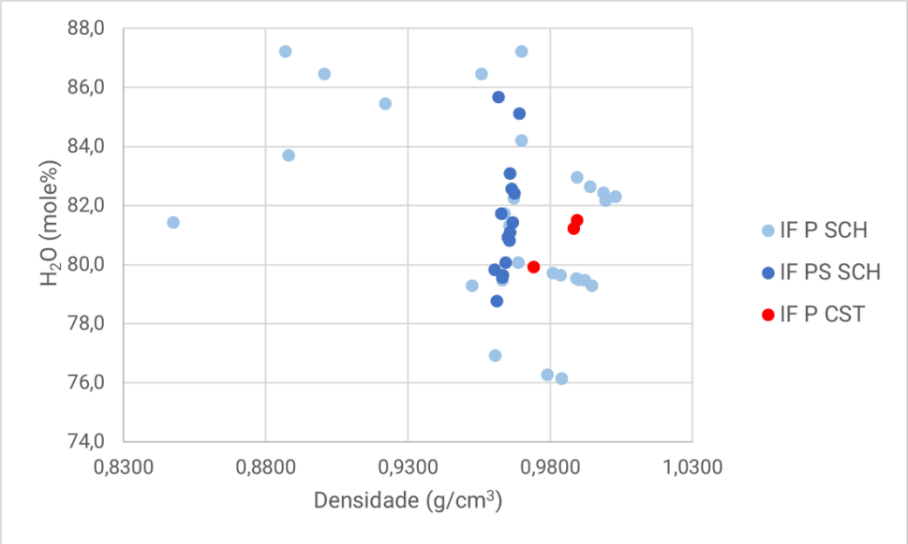


Figura 718 – Diagrama binário H_2O vs. Densidade relativo às IF P e PS analisadas na scheelite e às P analisadas na cassiterite dos filões de Murçós.

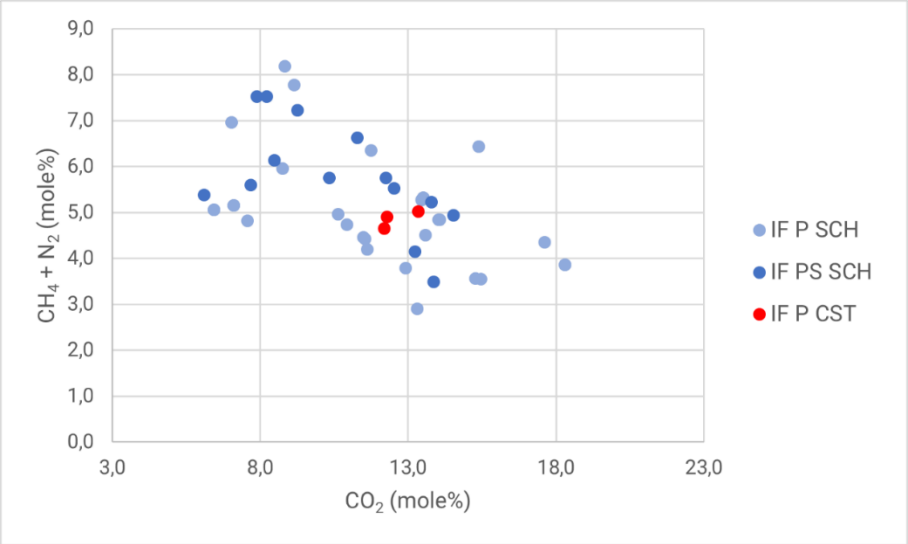


Figura 719 – Diagrama binário CH_4+N_2 vs. CO_2 relativo às IF P e PS analisadas na scheelite e às P analisadas na cassiterite dos filões de Murçós.

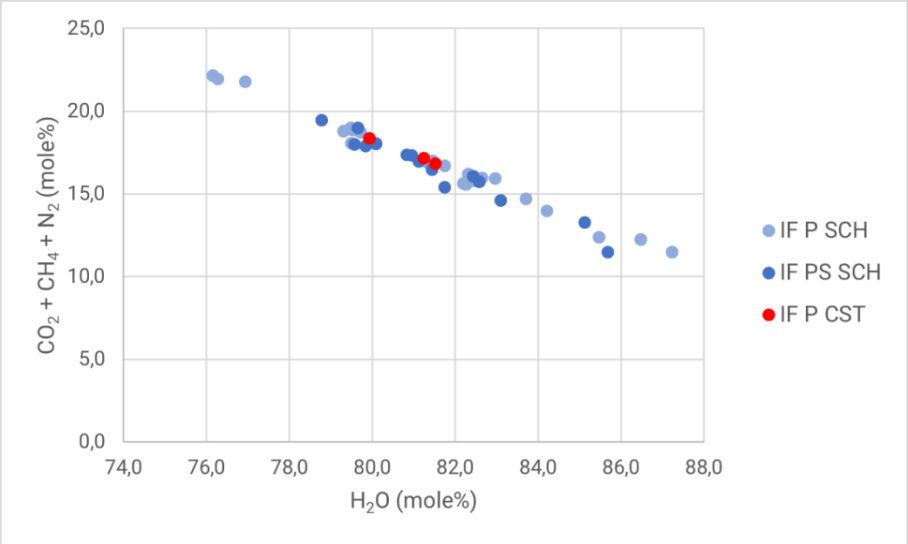


Figura 720 – Diagrama binário CO_2+CH_4+N_2 vs. H_2O relativo às IF P e PS analisadas na scheelite e às P analisadas na cassiterite dos filões de Murços.

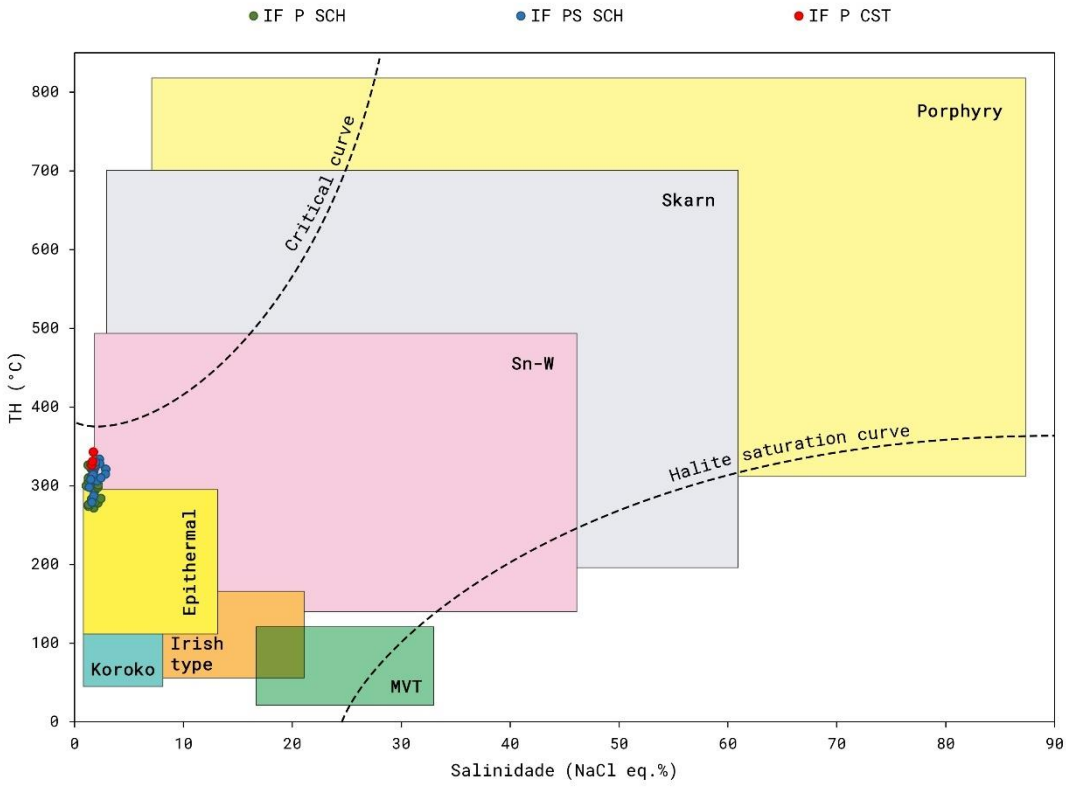


Figura 721 – Diagrama TH vs. Salinidade respeitante às IF P e PS analisadas na scheelite e às IF P analisadas na cassiterite (adaptado de *Wilkinson, 2001*).

10.6.2.2. Quartzo IA e IB

Os resultados de microespectrometria Raman obtidos nas IF P e PS no QzIA, contemporâneo da deposição da scheelite e da cassiterite, e nas IF P no QzIB, resultante da recristalização do QzIA, mostram que os fluidos aprisionados nestas IF correspondem a fluidos do tipo Lw-c a Lc-w, aquosos, com uma fase aquosa dominada pela H_2O (ver *Figura 683*) e uma fase volátil composta dominantemente por CO_2, e cujas quantidades de CH_4 e N_2 (ver *Figura 676)*, são muito inferiores às encontradas nos fluidos aprisionados nas IF P e PS na scheelite, sobretudo no que toca ao N_2. Apesar do contraste com os fluidos presentes na scheelite, as IF P e PS analisadas no QzIA e as IF P analisadas no QzIB, revelaram uma grande proximidade composicional na maioria dos parâmetros composicionais considerados, revelando que as IF P selecionadas no QzIB não foram afetadas composicionalmente de modo muito significativo durante o processo de recristalização do QzIA. Estes fluidos exibem valores de salinidade baixos e densidade elevados.

A projeção binária H_2O vs. densidade *(Figura 722)*, mostra que as IF P e PS analisadas mostram uma nítida tendência positiva de aumento dos valores de densidade com o aumento de H_2O, sugerindo a entrada de H_2O no sistema durante o período de precipitação do QzIA e, consequentemente, a mistura dos fluidos de origem metamórfica ricos em CH_4 e N_2, com fluidos eventualmente magmáticos mais oxidados e mais ricos em CO_2, tal como sugere o diagrama CH_4+N_2 vs. CO_2 da *Figura 723*. Para além disto, o diagrama binário CO_2+CH_4+N_2 vs. H_2O *(Figura 724)*, poem em evidência a importância da entrada de H_2O e consequente perda de conteúdo volátil com o aumento das proporções de H_2O. Os fluidos aprisionados no QzIA e QzIB mostram, pela sua composição de fase volátil e global que são composicionalmente distintos dos fluidos envolvidos na precipitação da scheelite, sendo mais diluídos e mais oxidados do que estes, evidenciando uma evolução, já reconhecida nas IF P e PS da scheelite, de condições progressivamente mais oxidantes e passagem de um fluido magmático-hidrotermal rico em voláteis, para um fluido progressivamente mais aquoso. Este processo de diluição do fluido surge mais patente no diagrama de *Wilkinson (2001)* da *Figura 725*, onde embora algumas das IF se projetem no campo dos fluidos hidrotermais Sn(W), muitos destes valores projetam-se fora deste campo, com valores de salinidade ligeiramente menores, pondo em evidência uma ligeira redução da salinidade por diluição.

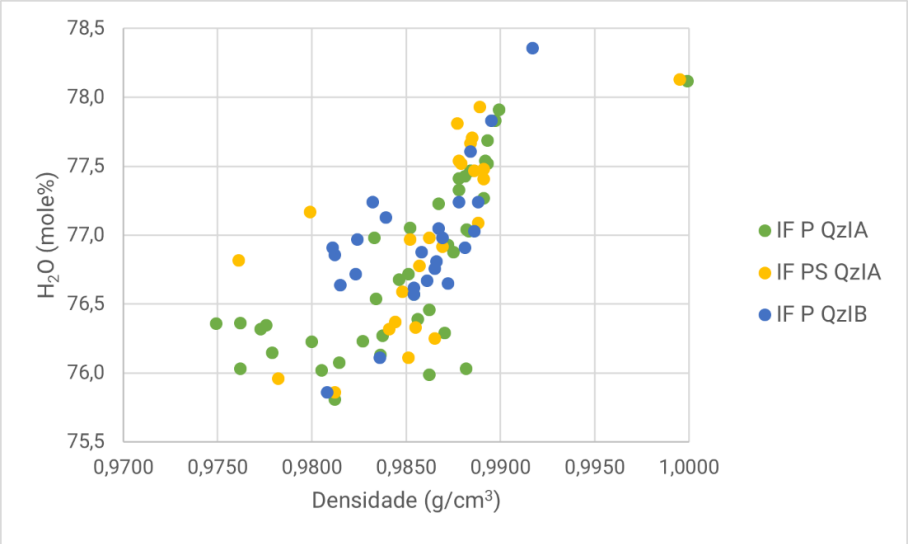


Figura 722 – Diagrama binário H_2O vs. Densidade relativo às IF P e PS analisadas no QzIA e às IF P analisadas no QzIB.

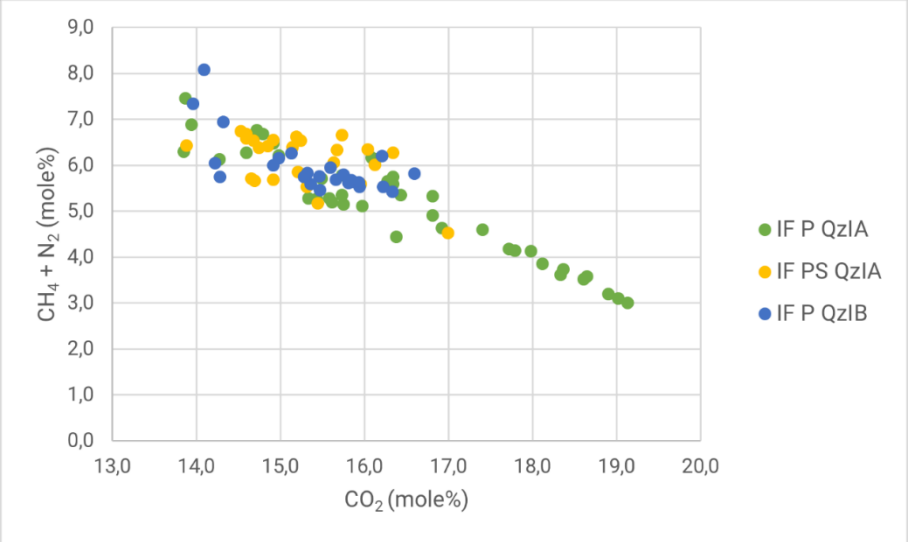


Figura 723 – Diagrama binário CH_4+N_2 vs. CO_2 relativo às IF P e PS analisadas no QzIA e às IF P analisadas no QzIB.

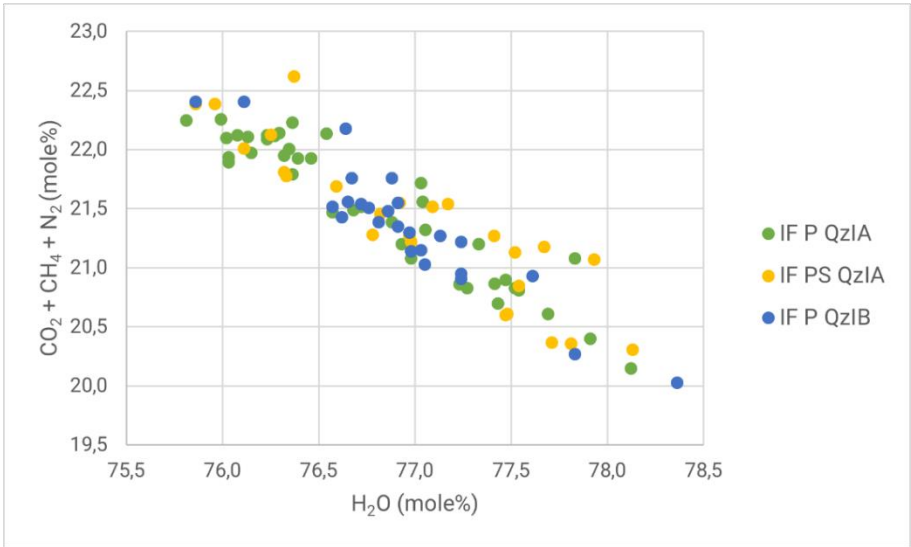


Figura 724 – Diagrama binário CO_2+CH_4+N_2 vs. H_2O relativo às IF P e PS analisadas no QzIA e às IF P analisadas no QzIB.

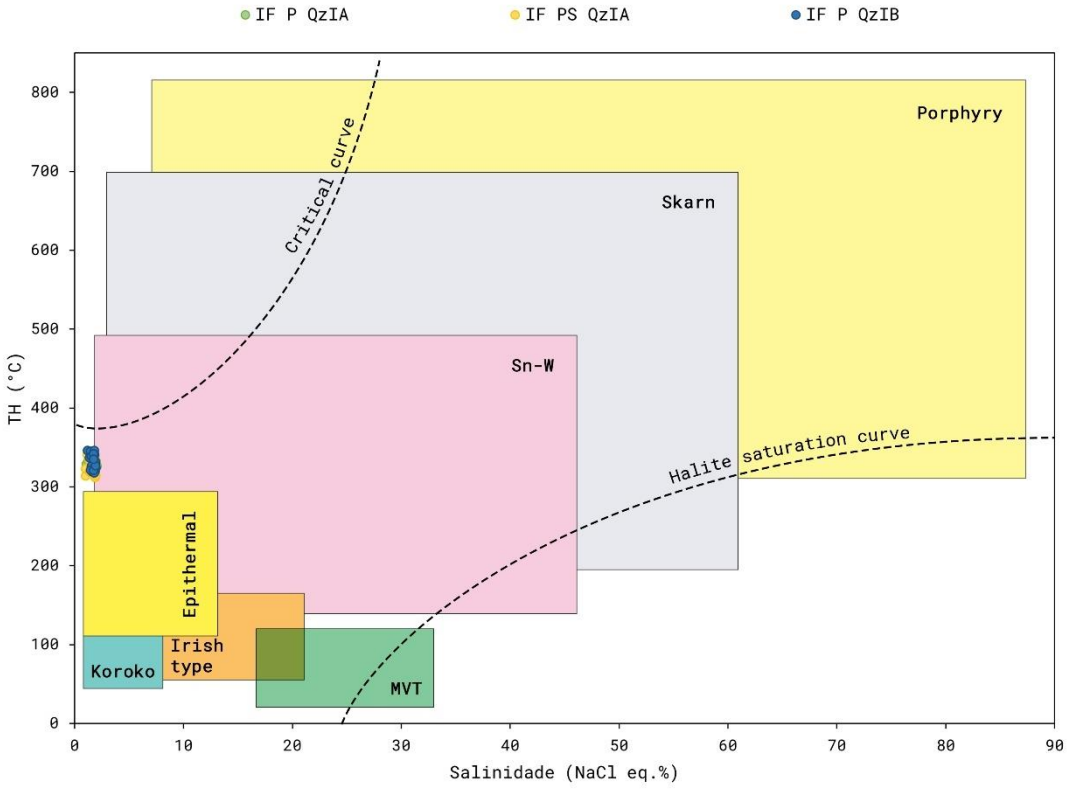


Figura 725 – Diagrama TH vs. salinidade respeitante às IF P e PS analisadas no QzIA e no às IF P analisadas no QzIB (adaptado de *Wilkinson, 2001*).

10.6.2.3. Quartzo IIA e IIB

No que diz respeito aos fluidos aprisionados nas IF P e PS no QzIIA, contemporâneo do evento mineralizante principal em sulfuretos dos veios de Murçós, e aos fluidos aprisionados nas IF P e PS no QzIIB, contemporâneo do último evento pouco expressivo de deposição de sulfuretos, os resultados revelam fluidos do tipo Lw-c a Lc-w, aquosos, com uma fase aquosa dominada pela H_2O (ver *Figuras 694 e 702*) e uma fase volátil composta essencialmente por CO_2, e quantidades acessórias de CH_4 e N_2 (ver *Figuras 690 e 698*). Comparativamente aos fluidos identificados nas IF analisadas na scheelite, QzIA e QzIB, existem diferenças composicionais muito significativas entre os fluidos associados à deposição da cassiterite e do QzIA/QzIB, e os fluidos associados à deposição de sulfuretos. A salinidade destes fluidos é baixa, e os valores de densidade altos, em resultado do aumento dos teores de H_2O nestes fluidos, tal como mostra o diagrama binário H_2O vs. densidade *(Figura 726)*, uma evolução que tem vindo a ser notada desde os estádios mais iniciais como o da deposição da scheelite. O aumento da proporção de H_2O no nestes fluidos é igualmente denotada pela projeção CO_2+CH_4+N_2 vs. H_2O *(Figura 727)*, que mostra uma clara tendência de diminuição das espécies voláteis por aumento de H_2O e diluição dos fluidos. Nos episódios de deposição de sulfuretos nos veios de Murçós, e de modo semelhante à situação análoga observada em Ervedosa, o diagrama CH_4+N_2 vs. CO_2 *(Figura 728)* indica que os fluidos responsáveis pela deposição de sulfuretos mantiveram uma composição aquocarbónica em condições essencialmente redutoras, semelhante à dos fluidos do estádio de deposição da scheelite, sugerindo continuidade genética e ausência de oxidação progressiva significativa durante a evolução do sistema. A projeção dos valores de TH vs. salinidade *(Figura 729)* mostram que os fluidos aprisionados nas IF P e PS dos QzIIA e QzIIB se encaixam no modelo de evolução para fluidos mais tardios e epitermais, aprisionados a temperaturas mais baixas. A salinidade dos fluidos nestas IF não se alterou significativamente durante a evolução dos mesmos, pelo que hipóteses da existência de processos como *boiling* e entrada de fluidos meteóricos no sistema são muito pouco prováveis.

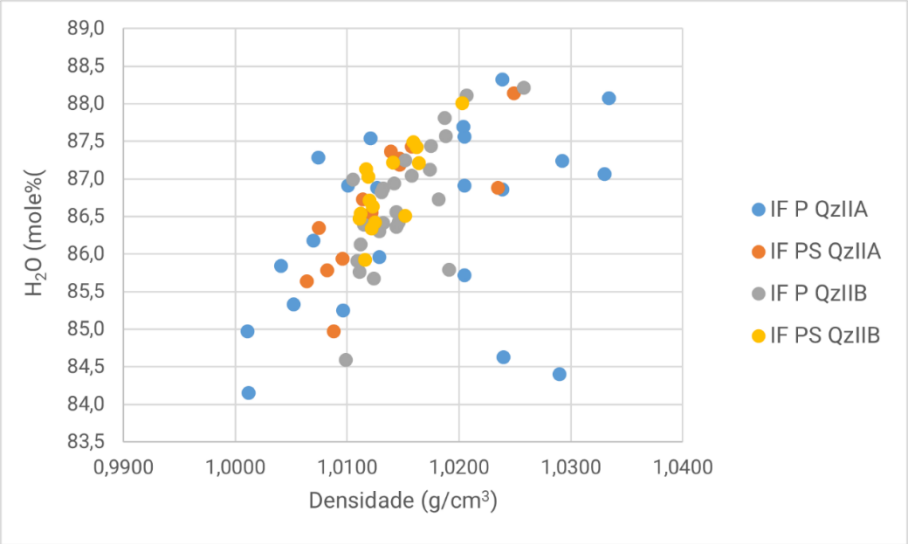


Figura 726 – Diagrama binário H_2O vs. densidade relativo às IF P e PS analisadas no QzIIA e no QzIIB.

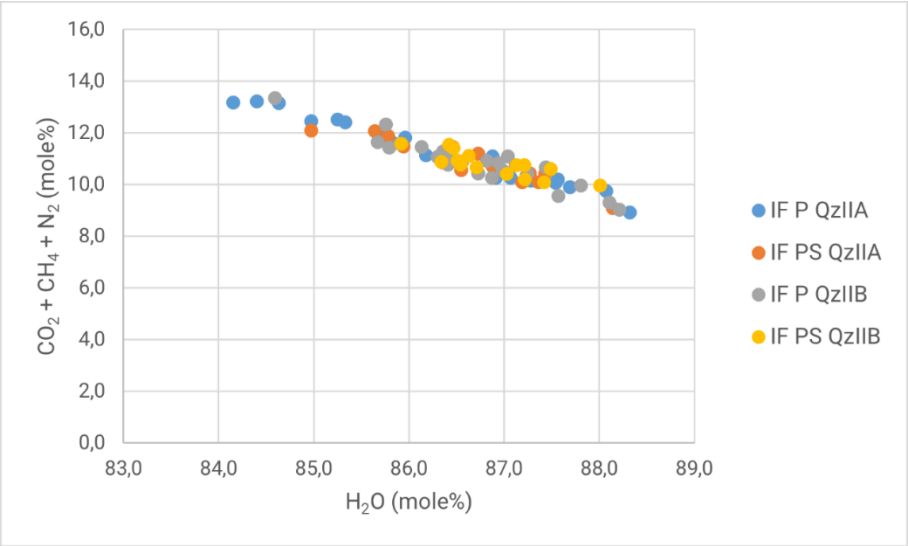


Figura 727 – Diagrama binário CO_2+CH_4+N_2 vs. H_2O relativo às IF P e PS analisadas no QzIIA e no QzIIB.

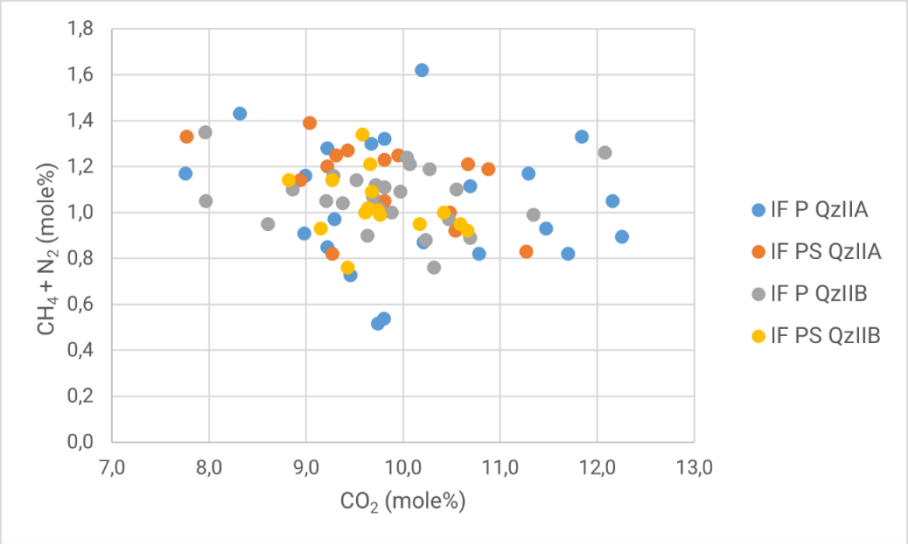


Figura 728 – Diagrama binário CH_4+N_2 vs. CO_2 relativo às IF P e PS analisadas no QzIIA e no QzIIB.

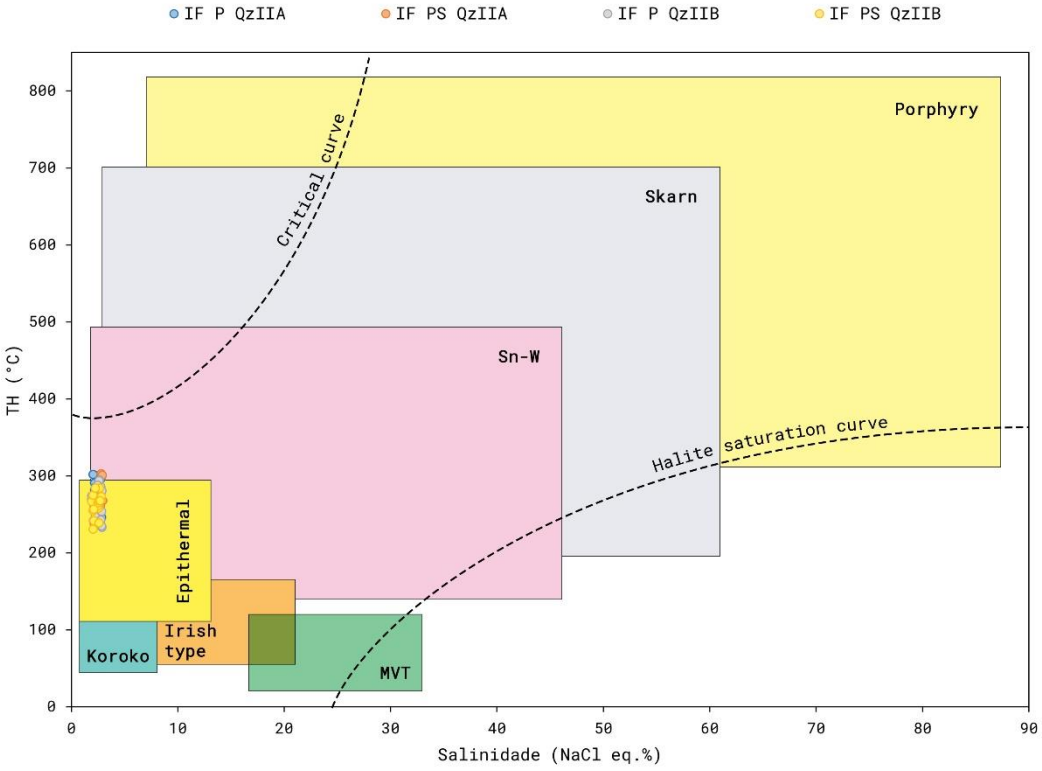


Figura 729 – Diagrama TH vs. salinidade respeitante às IF P e PS analisadas no QzIIA e no QzIIB (adaptado de *Wilkinson, 2001*).

10.7. Determinação das condições P-T

Pretende-se nesta secção proceder com a exposição das condições de pressão (P) e temperatura (T) mínimas de aprisionamento/ janela de condições termobáricas de aprisionamento às quais ocorreu o aprisionamento dos fluidos analisados nas IF P analisadas nos diferentes minerais selecionados. Em vez de discutidos individualmente as condições P-T de aprisionamento em cada mineral específico, serão apresentados e discutidos conjuntamente minerais contemporâneos do mesmo episódio de mineralização. As condições P-T de aprisionamento dos fluidos foram deduzidas a partir de um conjunto de isócoras consideradas representativas dos fluidos identificados nas IF consideradas verdadeiramente primárias de acordo com os critérios de *Roedder (1972)*, tendo as condições P-T mínimas de aprisionamento sido fixadas pela temperatura de homogeneização global (TH). As IF PS serão igualmente projetadas para fins comparativos, mas não serão tomadas para a determinação das condições P-T. As gerações de quartzo resultantes de processos de subgranulação/recristalização não serão igualmente consideradas. A delimitação destas condições utilizou como referência para as condições de P-T de metamorfismo regional de baixo grau na fácies dos xistos verdes estabelecidas por (450°C; 6-7kb) *(Lécolle et al., 1981)* e os valores de temperatura de fecho (Tf) derivadas do equilíbrio isotópico do O, nos minerais sujeitos a essas análises.

10.7.1. Depósito de Sn(W) de Ervedosa

10.7.1.1. Cassiterite e Quartzo IA

As IF P analisadas na cassiterite permitiram a obtenção de um conjunto de isócoras que permitiram determinar que as condições de aprisionamento dos fluidos aquocarbónicos identificados são de 342°C e ≈ 463 MPa *(Figura 730)*. Observa-se na projeção isocórica da *Figura 730* que a maior parte das isócoras se projetam muito próximas entre si, sugerindo uma densidade relativamente constante entre os fluidos durante o episódio de precipitação da cassiterite, num intervalo de valores de pressão e temperatura não muito distintos entre si. Apesar do paralelismo e proximidade das isócoras, não existe uma sobreposição total das mesmas, o que deverá refletir algumas das variabilidades composicionais encontradas, nomeadamente ao nível da composição de fase volátil. As condições P-T determinadas situam-se abaixo das condições de metamorfismo regional definidas por *(Lécolle et al., 1981),* e do valor de Tf (348,1°C) determinado para o equilíbrio cassiterite-H_2O.

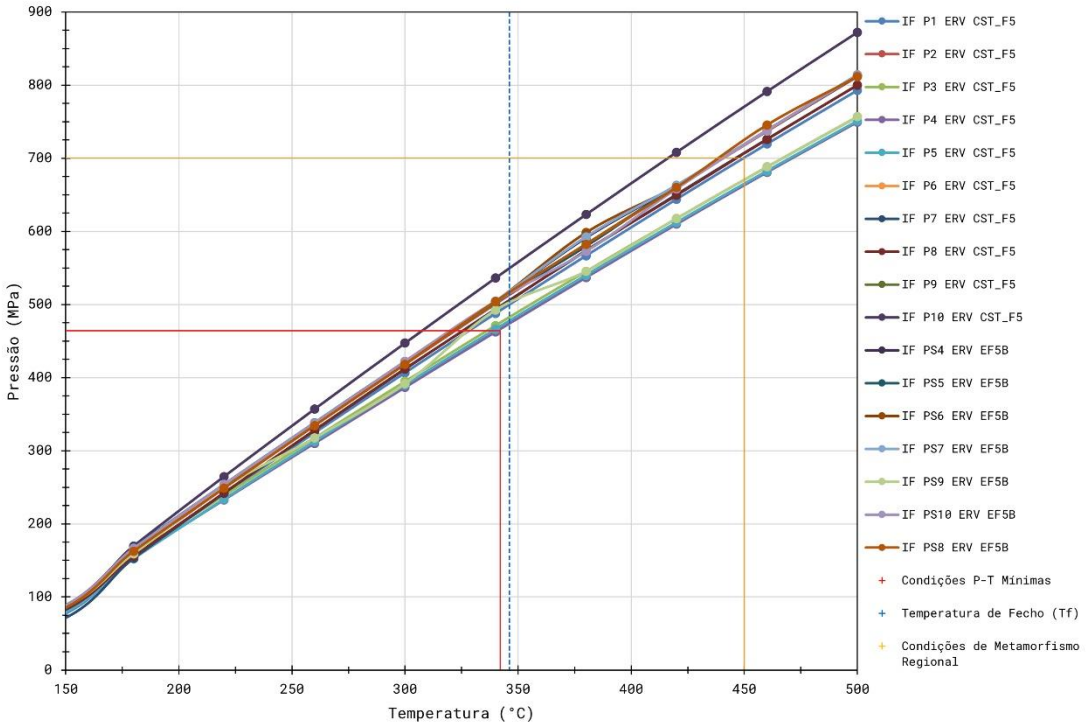


Figura 730 – Projeção das isócoras representativas dos fluidos aprisionados nas IF e PS analisadas na cassiterite.

Relativamente às IF P e PS analisadas no QzIA, as projeções isocóricas destas IF mostram condições de aprisionamento dos fluidos aquocarbónicos ocorreu a condições mínimas de 299°C e ≈ 405 MPa *(Figura 731)*. Comparativamente com as condições P-T determinadas nas IF P analisadas na cassiterite, as temperaturas de homogeneização ligeiramente mais baixas, e as pressões ligeiramente mais altas, mas muito próximas das pressões de aprisionamento encontradas nos fluidos da cassiterite. O facto de as P encontradas no QzIA serem ligeiramente mais altas pode ter que ver com o facto da precipitação do QzIA ter ocorrido antes da deposição da cassiterite, em condições de P ligeiramente mais altas, o que vai de encontro com a sequência paragenética estabelecida para os veios de Ervedosa. Embora muito similares composicionalmente similares com os fluidos aprisionados na cassiterite, os fluidos aprisionados nas IF P analisadas no QzIA foram aprisionados a P ligeiramente superiores. Tal como no caso das condições P-T determinadas na cassiterite, as condições P-T determinadas nos fluidos aprisionados no QzIA são concordantes com as condições de metamorfismo regional estabelecidas para o Parautóctone por *Lécolle et al. (1981)*. De modo contrário à cassiterite, os fluidos aprisionados no QzIA mostram uma temperatura de fecho (Tf) consideravelmente mais alta (349,9°C), que temperaturas de homogeneização máxima

(TH), indicando que o quartzo regista um equilíbrio isotópico precoce e de mais alta temperatura, enquanto a cassiterite regista condições de equilíbrio mais próximas do aprisionamento dos fluidos durante o arrefecimento progressivo do fluido. Estas indicações foram igualmente fornecidas pelos valores de $\delta^{18}OH_2O$ e de $\delta^{18}O$ encontrados *(Clayton et al., 1972; Taylor, 1974; Zheng, 1992; Ridley, 2013; Li et al., 2022)*.

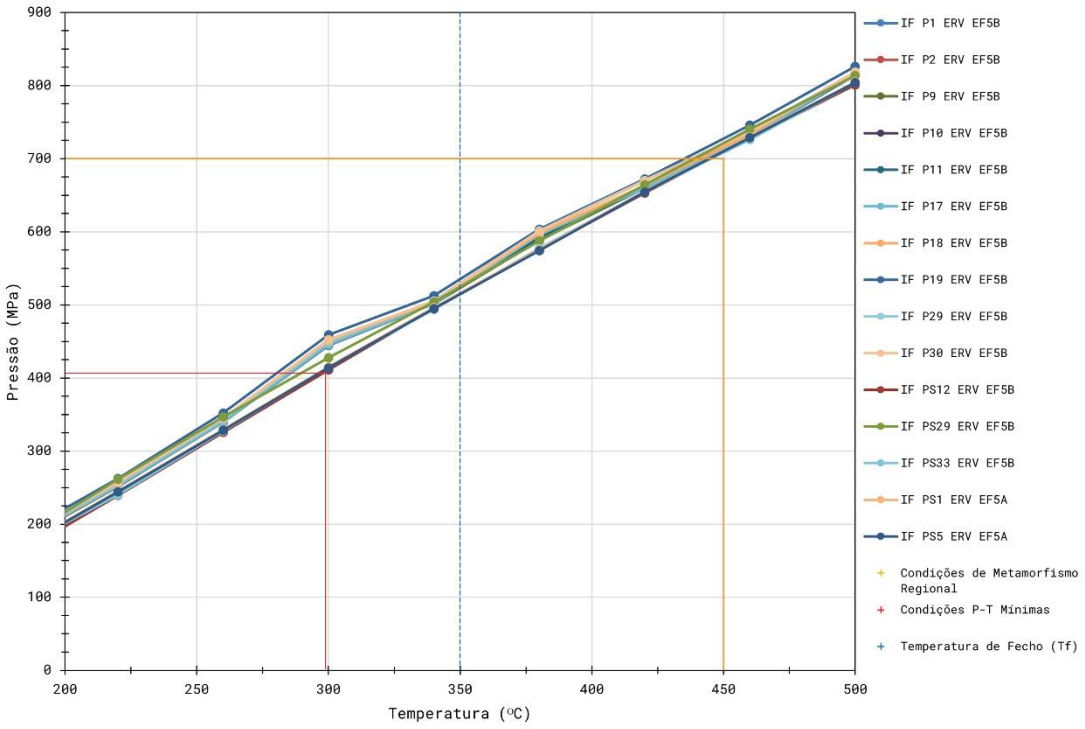


Figura 731 – Projeção das isócoras representativas dos fluidos aprisionados nas IF e PS analisadas no QzIA.

Quartzo IIA e IIB

As IF P analisadas no QzIIA e QzIIB e selecionadas como representativas dos fluidos aquocarbónicos nelas aprisionadas permitiram a determinação de condições P-T de aprisionamento de 300°C e 338 MPa *(Figura 732)* e, 270°C e 278 MPa *(Figura 733)* respetivamente, sendo por isso condições P-T de aprisionamento mais baixas que as dos fluidos do estádio de deposição de cassiterite.

Embora os valores de TH não sejam significativamente mais baixos dos encontrados nos fluidos do estádio da deposição do QzIA, os valores de P são significativamente

mais baixos, especialmente no QzIIB, sugerindo que os episódios mineralização em sulfuretos terão ocorrido durante a fracturação/descompressão associado a episódios de reativação da zona de cisalhamento, verificáveis em campo, conduzindo a pressões de aprisionamento significativamente mais baixas. Tal como havia já sido sugerido pelos dados composicionais da fase volátil e global das IF P analisadas no QzIIA e QzIIB, existem diferenças composicionais muito marcantes entre os fluidos envolvidos no estádio de mineralização estanífera, e os fluidos dos quais se deu a precipitação de sulfuretos, sugerindo que as condições de isolamento do sistema se alteraram para condições progressivamente mais oxidantes. Assim, passou-se de um estágio inicial do sistema hidrotermal com precipitação de cassiterite, caracterizado por pressões e temperaturas mais altas, compatíveis com um regime mais confinado, associado à instalação e evolução tardi-magmática do granito moscovítico de Ervedosa, para estádios mais tardios, com fluidos mais diluídos por perda de carga volátil, aprisionados a condições P-T mais baixas. Quando comparados entre si, os fluidos aprisionados no QzIIA exibem P e T de aprisionamento ligeiramente superiores que nos fluidos aprisionados no QzIIB, mais posteriores, demonstrando que o sistema continuou a descomprimir e arrefecer. Existe grande paralelismo e sobreposição das isócoras representativas dos fluidos aprisionados no QzIIA e QzIIB, demonstrando uma grande similaridade e homogeneidade composicional, assim como de densidade dos fluidos em causa, fluidos estes aprisionados em eventos separados, mas sobre condições P-T muito próximas. Tal como todos os fluidos até aqui discutidos, os fluidos aprisionados nas IF P do QzIIA e QzIIB situam-se confortavelmente dentro das condições de grau metamórfico estabelecidas por *Lécolle et al. (1981)*.

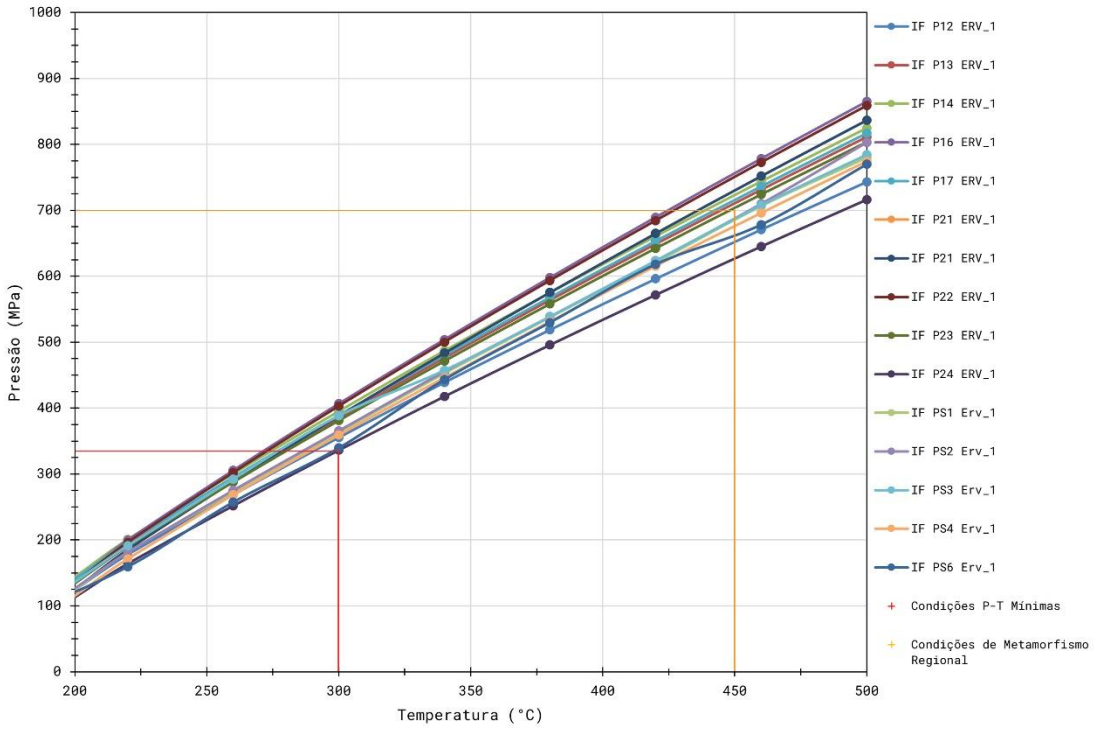


Figura 732 – Projeção das isócoras representativas dos fluidos aprisionados nas IF e PS analisadas no QzIIA.

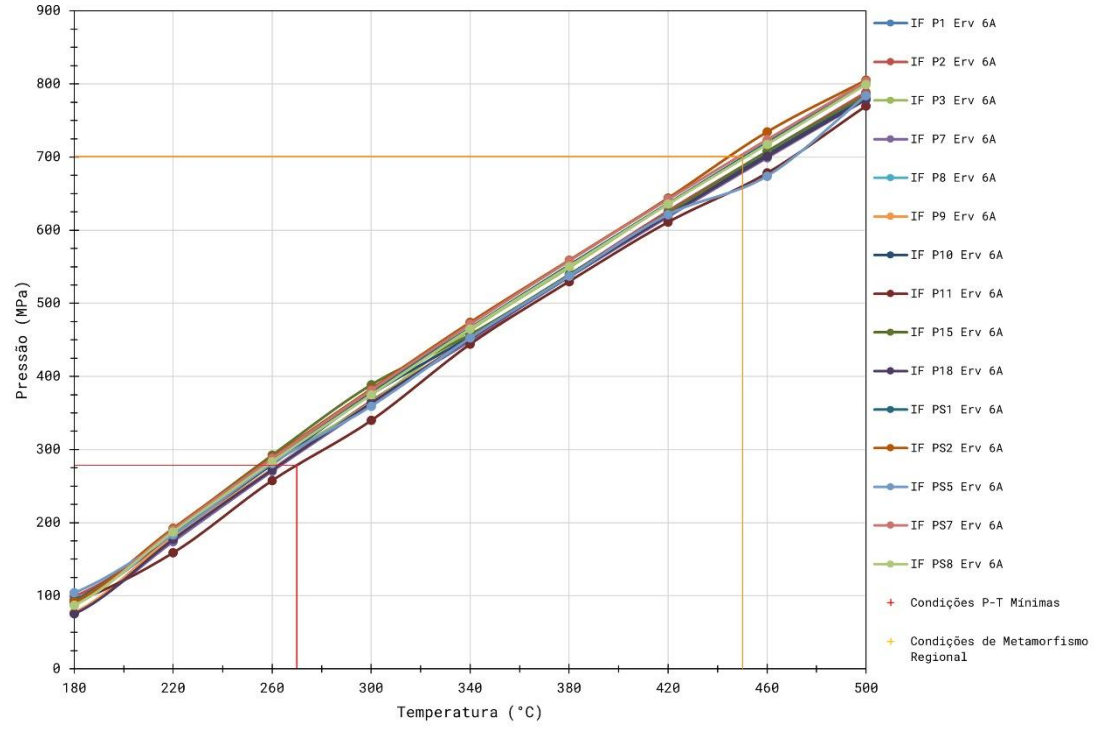


Figura 733 – Projeção das isócoras representativas dos fluidos aprisionados nas IF e PS analisadas no QzIIB.

10.7.2. Deposito de W(Sn) de Murçós

10.7.2.1. Scheelite, Cassiterite e Quartzo IA

As condições P-T mínimas de aprisionamento dos fluidos analisados nas IF P no QzIA correspondem a 346°C e ≈ 453 MPa *(Figura 734)*. Tal como no caso de estudo de Ervedosa, os fluidos aprisionados na geração de quartzo tida como contemporânea do estádio dos óxidos-silicatos, no caso de Murçós o episódio de deposição de scheelite, demonstram temperaturas de aprisionamento semelhantes às encontradas na scheelite, mas a pressão de aprisionamento bastante superior ao valor de pressão encontrado nos fluidos aprisionados na scheelite. Tendo em conta que, de acordo com a sequência paragenética estabelecida para os veios de Murçós, o quartzo do estádio de deposição da scheelite é anterior à scheelite, os valores de pressão de aprisionamento mais elevados encontrados nos fluidos do QzIA, são resultado de um estádio inicial dos fluidos num regime mais confinado, e, portanto, a pressões mais elevadas. As isócoras representativas dos fluidos aprisionados nas IF analisadas no QzIA (ver *Figura 734*), mostram grande paralelismo e sobreposição, revelando a grande semelhança composicional e de densidade destes fluidos, sugerindo que o QzIA precipitou de um fluido homogéneo, aprisionado a condições P-T semelhantes, num evento de precipitação único. As condições P-T de precipitação do QzIA situam-se abaixo das condições de metamorfismo regional correspondentes a 450°C e 6-7kb estabelecidas por *Lécolle et al. (1981)*. A temperatura de fecho (Tf) encontrada (407,3°C) para os fluidos aprisionados no QzIA é muito mais elevada do que TH, indicando que o quartzo regista um equilíbrio isotópico precoce e de mais alta temperatura *(Clayton et al., 1972; Taylor, 1974; Ridley, 2013)*.

Por outro lado, os fluidos encontrados na scheelite, precipitada posteriormente ao QzIA, exibem pressões de aprisionamento menores, refletindo um momento mais tardio do sistema em que o continuar do processo abertura das caixas filonianas ocasionou uma queda significativa da pressão. Os dos fluidos aprisionados nas IF P analisadas na scheelite revelaram condições P-T mínimas de aprisionamento de 345°C e 272 MPa *(Figura 735)*. As isócoras relativas às IF P e PS mostram-se paralelas entre si, sugerindo que os fluidos aprisionados nas IF analisadas representam fluidos de composição mais ou menos constante, mas com mudanças nas condições P-T de aprisionamento. Este facto corrobora a hipótese de que as menores pressões de aprisionamento dos fluidos associados à deposição da scheelite, refletem a queda de pressão causada pela reabertura dos filões. Também no caso dos fluidos aprisionados na scheelite, as condições P-T mínimas de aprisionamento de fluidos situam-se abaixo das condições

de metamorfismo regional definidas por *Lécolle et al. (1981)*, no entanto, o valor de Tf determinado (318,5°C) é inferior ao valor de TH, sugerindo que a scheelite fechou isotopicamente mais tarde, a temperaturas mais baixas, sendo possível que tenha continuado a trocar oxigénio isotopicamente com o fluido após o aprisionamento das inclusões, durante o arrefecimento do sistema *(Dodson, 1973; Taylor, 1974; Giletti, 1986; Ridley, 2013)*.

Os fluidos analisados nas IF P na cassiterite revelaram condições mínimas de aprisionamento de 342°C e ≈ 439 MPa *(Figura 736)*. As isócoras projetadas para estes fluidos aquocarbónicos projetam-se de modo muito paralelo entre si e sobrepondo-se sugerindo um evento de precipitação em condições P-T muito próximas, a partir de um fluido homogéneo, com uma composição e densidades semelhantes. As análises de microespectrometria Raman tinham já demonstrado que os fluidos aprisionados na cassiterite eram composicionalmente mais próximos aos fluidos aprisionados no QzIA do que os fluidos aprisionados na scheelite. A sequência paragenética dos veios de Murçós coloca a precipitação da cassiterite como anterior à precipitação da scheelite, e, portanto, mais próxima temporalmente da deposição do QzIA. As semelhanças composicionais e as condições P-T determinadas para a cassiterite e para o QzIA apontam que estes minerais tenham precipitado do mesmo fluido, nos estádios mais iniciais de deposição mineral nos veios de Murçós. Tal como no caso da scheelite e do QzIA, as condições P-T situam-se abaixo das condições de metamorfismo regional de *Lécolle et al. (1981),* e o valor de Tf (346,3°C) está ligeiramente acima de TH, evidenciando que a cassiterite regista condições de equilíbrio mais próximas do aprisionamento dos fluidos durante o arrefecimento progressivo do fluido *(Clayton et al., 1972; Taylor, 1974; Zheng, 1992; Ridley, 2013; Li et al., 2022)*.

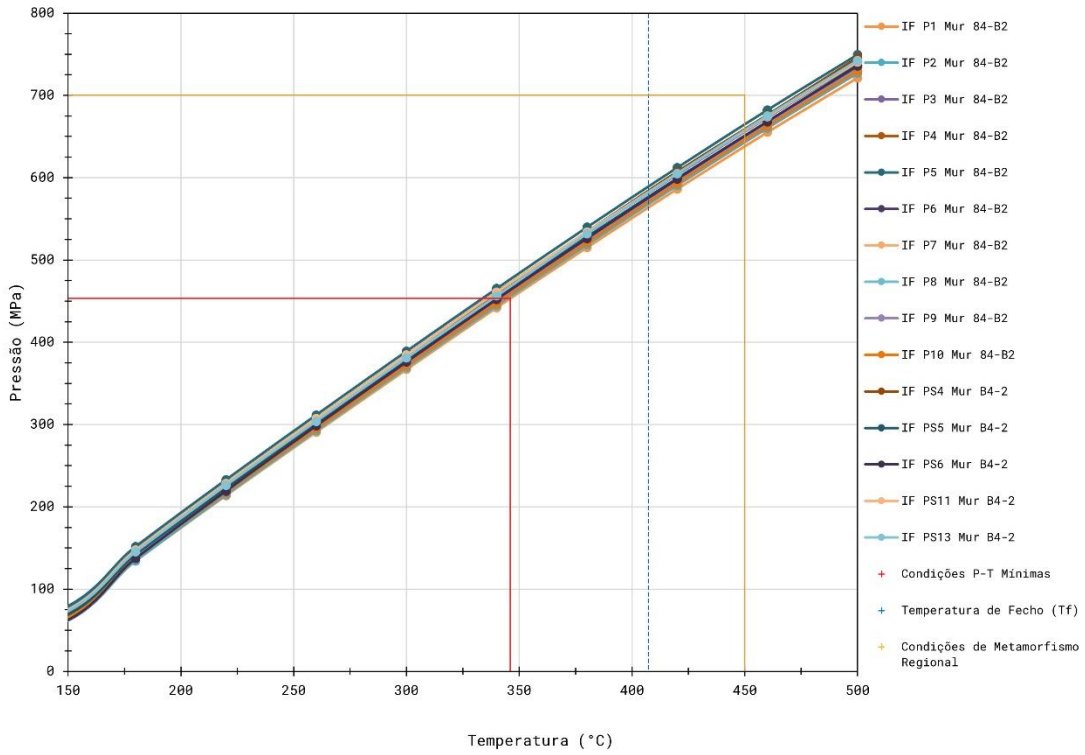


Figura 734 – Projeção das isócoras representativas dos fluidos aprisionados nas IF e PS analisadas no QzlA.

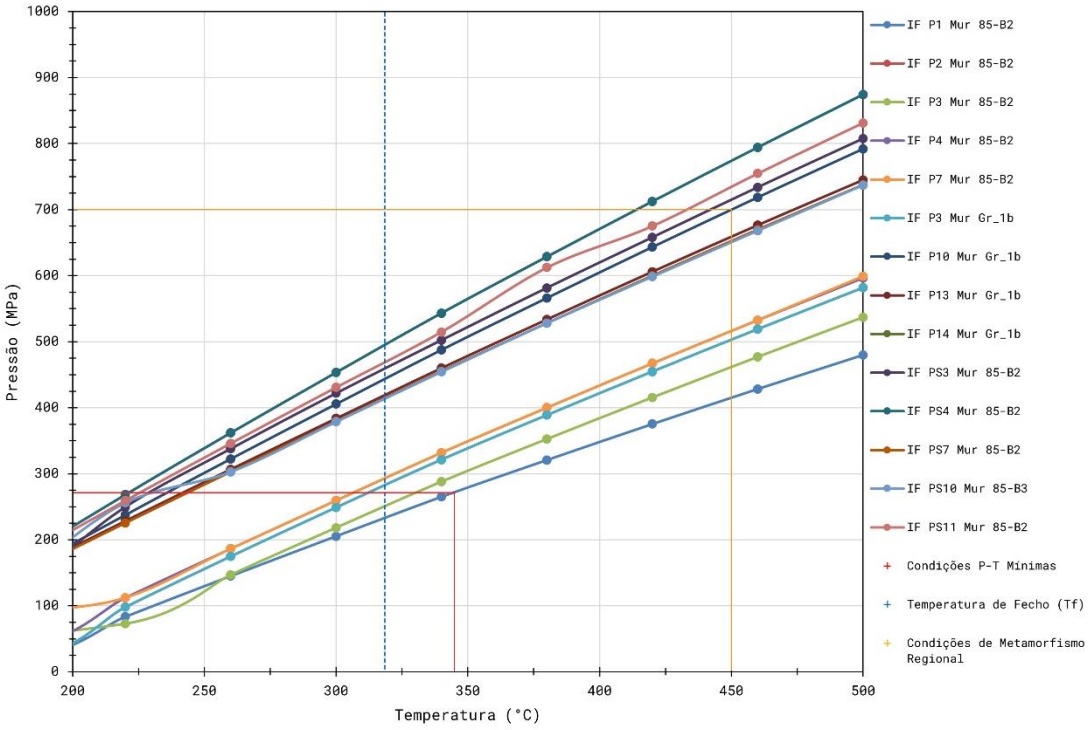


Figura 735 – Projeção das isócoras representativas dos fluidos aprisionados nas IF e PS analisadas na scheelite.

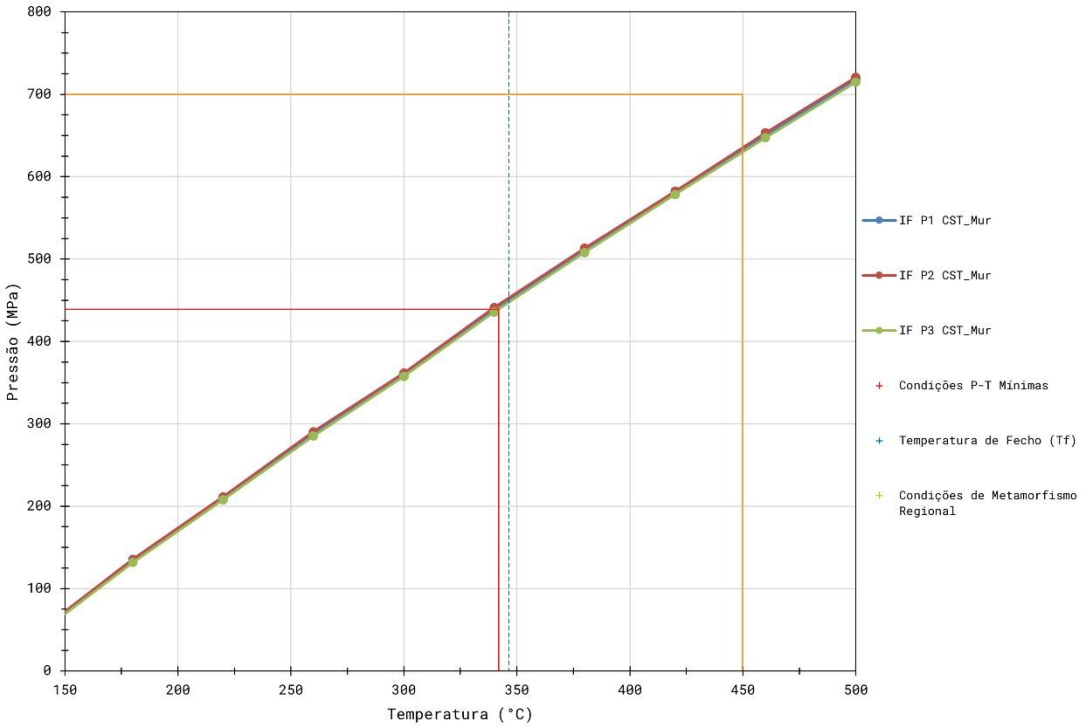


Figura 736 – Projeção das isócoras representativas dos fluidos aprisionados nas IF e PS analisadas na cassiterite.

10.7.2.2. Quartzo IIA e IIB

Os fluidos aquocarbónicos aprisionados nas IF P das gerações de QzIIA e QzIIB, contemporâneas de eventos de deposição de sulfuretos em Murços revelaram condições P-T de aprisionamento mínimas de 302°C e ≈ 275 MPa *(Figura 737)*, e 295°C e ≈ 222 MPa *(Figura 738)*. respetivamente. No estádio principal de deposição de sulfuretos e QzIIA, os fluidos envolvidos não demonstram uma queda muito acentuada de pressão, sugerindo que a descompressão se manteve neste estádio, e que a deposição principal de sulfuretos em Murços não se processou muito tempo após o estádio de deposição da scheelite. Com efeito, os eventos de deposição de sulfuretos nos veios de Murços, encontram-se registado pela abertura de fendas de tração perpendiculares à direção de alongamento dos minerais anteriores, fendas de tração estas onde se depositaram o QzIIA e QzIIB e os seus sulfuretos associados. As condições P-T determinadas no QzIIB são muito próximas, embora relativamente mais baixas, demonstrando o progressivo arrefecimento e diminuição de pressão dos fluidos. Tanto no caso do QzIIA, como no caso do QzIIB, as isócoras mostram-se muito paralelas e sobrepostas indicando que os fluidos que deram origem aos eventos de

deposição de sulfuretos eram composicionalmente semelhantes, com densidades muito próximas, aprisionados a condições P-T muito próximas.

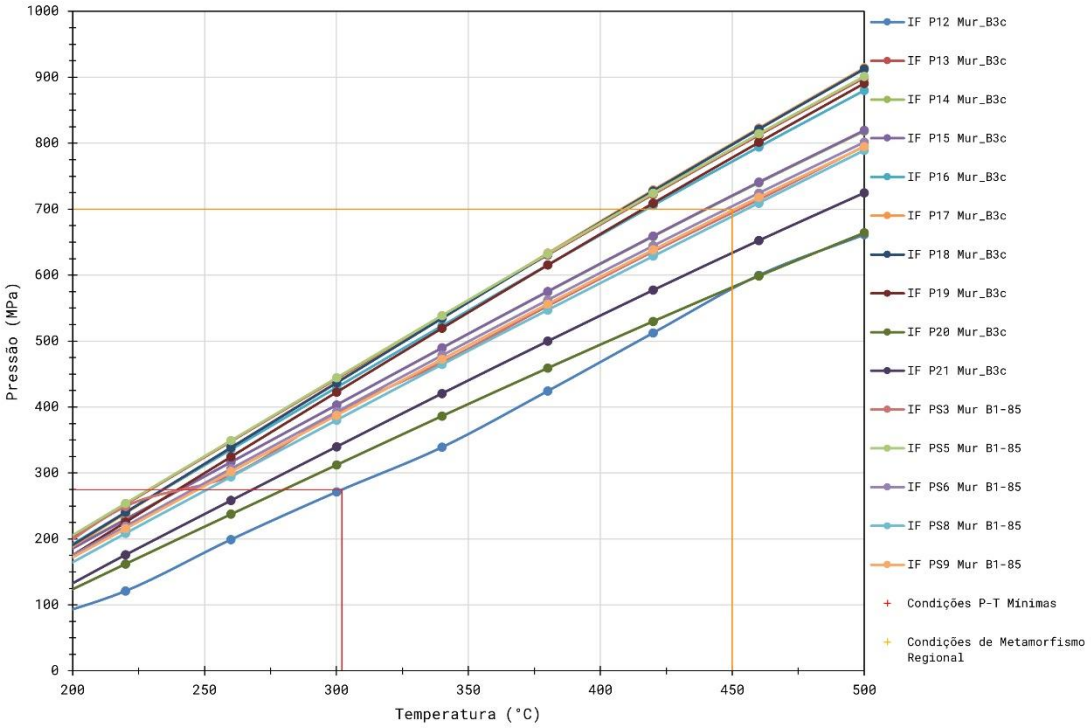


Figura 737 – Projeção das isócoras representativas dos fluidos aprisionados nas IF e PS analisadas no QzIIA.

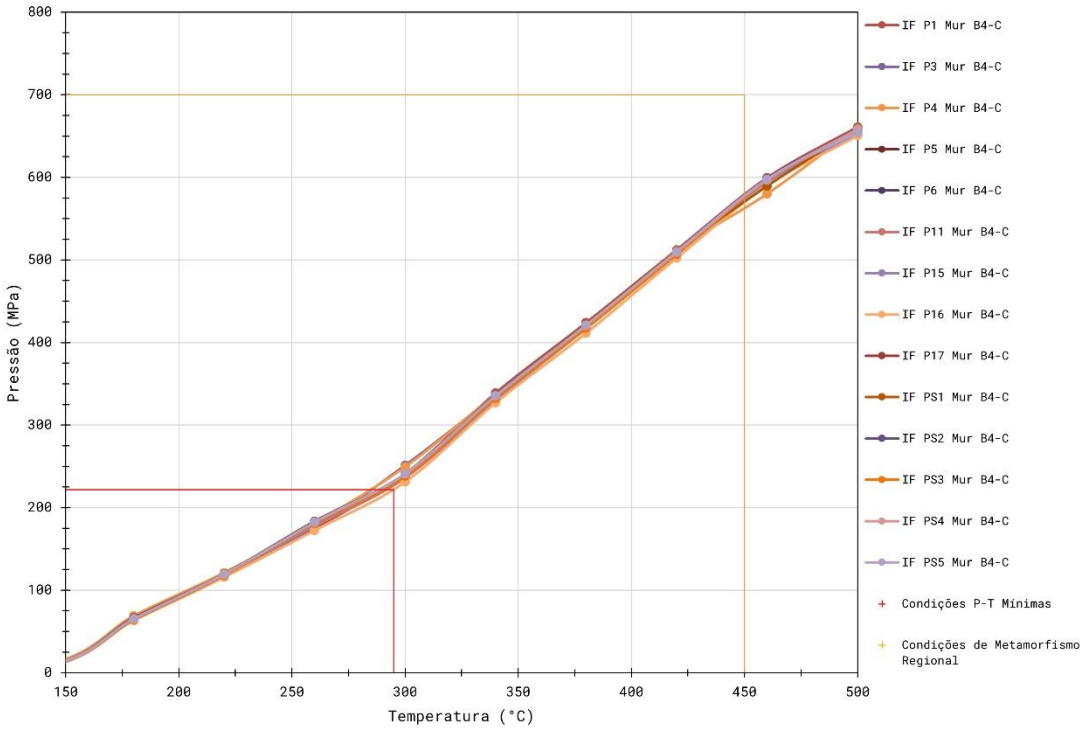


Figura 738 – Projeção das isócoras representativas dos fluidos aprisionados nas IF e PS analisadas no QzIIB.

Conclusão

Os jazigos de Erverdosa e Murçós constituem dois importantes exemplos de explorações de cassiterite e scheelite do século XX, ambos situados na Zona Galiza-Trás-os-Montes.

O contexto geológico regional dos jazigos em estudo, é dominado por sequências metassedimentares e rochas graníticas. No que diz respeito às rochas metassedimentares estas pertencem ao Domínio Parautóctone ou Peritransmontano, e fazem parte de uma sucessão de idade silúrica, de elevada espessura, bastante diversificada litologicamente, com protólitos siliciclásticos de granulometria, maturidade textural e mineralogia muito diversificada, tais como filitos, metagrauvaques, quartzitos, xistos grafitosos, vulcanitos e, outras fácies com importante componente ortoquímica como chertes negros.

Em Ervedosa, encontram-se representadas as sequências metassedimentares da Formação Pelito-Grauváquica, do Parautóctone inferior, com uma idade atribuída ao Silúrico Inferior, sendo especialmente abundantes grauvaques e filitos, assim como xistos ricos em matéria orgânica. Em Murçós, os metassedimentos são também da Formação Pelito-Grauváquica, representada por litologias como xistos e metagrauvaques, embora com a existência de níveis finos e descontínuos de carbonatos, interestratificados nos metassedimentos. Comparativamente com Ervedosa, a posição dos metassedimentos de Murçós na coluna estratigráfica é ligeiramente superior.

Do ponto de vista da estruturação regional, os setores de Ervedosa e Murçós denunciam duas fases de deformação principal, correspondentes às fases D_1 (F_1) e D_3 (F_3) da orogenia varisca. A fase D_1 deu origem a dobras deitadas sub-isoclinais, com vergência para NE, acompanhadas de uma clivagem primária S_1, por vezes transpõe a estratificação S_0, com uma direção que varia entre N110° e N120°E. Por outro lado, D_3 deu origem à grande estrutura antiforma regional, o antiforma de Chaves-Miranda do Douro, de eixo sub-horizontal e plano axial subvertical que localmente pode ser acompanhada de uma clivagem de crenulação (S_3), penetrativa, subvertical com uma direção compreendida entre N120° a N130°E, e ainda lineações de crenulação e de intersecção com S_1.

Os metassedimentos, em ambos os setores, encontram-se afetados por metamorfismo regional de baixo grau, fácies dos xistos verdes. As rochas metamórficas envolventes

ao maciço de Rebordelo-Murçós, sofreram metamorfismo de contato resultante da instalação das rochas granitoides constituintes deste batólito.

Ao longo da zona de cisalhamento de Laza-Rebordelo-Murçós ocorrem diferentes granitoides, instalados no núcleo da antiforma de Chaves-Miranda do Douro e/ou aproveitando a zona de cisalhamento, e aos quais ocorrem espacialmente associadas mineralizações de Sn e/ou W, que se distribuem ao longo desta estrutura, das quais as que ocorrem em Ervedosa e Murçós são dois exemplos.

Em Ervedosa as mineralizações de Sn ocorrem associadas espacialmente ao granito moscovítico de Ervedosa, uma rocha leucocrata, muito evoluída, cujos teores de Sn encontrados (38 ppm) permitem caracterizá-lo como um granito especializado em Sn, "*tin granite*" ou *"rare metal granite"*. Corresponde a um granito peraluminoso, com um índice de A/CNK de 1,27, pobre em elementos compatíveis como Fe, Mg, Ca, Ti, K, FeO^t e enriquecida em elementos incompatíveis e em empobrecida em elementos de terras raras (ETR), refletindo um elevado fracionamento destes elementos durante o processo de cristalização. As características geoquímicas revelam que, o magma que lhe deu origem resultou da fusão parcial por anatexia de metassedimentos ricos em Al.

Em Murçós, as rochas granitoides estão representadas por um granodiorito, o "granodiorito de Murçós" e por fácies leucocráticas, estas com menos expressão. O granodiorito de Murçós corresponde a uma rocha granitoide mesocrata, peraluminosa, com índice A/CNL de 1,26. Das rochas graníticas analisadas, corresponde aquela que mostra os teores mais elevados de elementos compatíveis como Fe, Mg, Ca, Ti, K, FeO_t, bem como em elementos menores como de Cr, Ba, Sr, Y, Zr Th, e em ETR, evidenciando ser o menos evoluído. Os teores de Sn (43 ppm) são, contudo, mais altos que o habitual neste tipo de litologia pelo que devem estar relacionados com processos mais tardios. Os teores de W são baixos (9,1 ppm), pelo que os processos magmáticos não foram importantes na concentração do W. Em termos da origem do magma, o granodiorito de Murçós terá tido origem em magmas crustais mais profundos, eventualmente contendo anfibolitos ou uma componente de origem mantélica. Por outro lado, as fácies leucocráticas, nomeadamente um leucogranito e um microgranito, correspondem a fácies peraluminosas (A/CNK de 1,32 e 1,34 respetivamente), muito evoluídas, correspondendo aos granitos mais pobres em elementos compatíveis como Fe, Mg, Ca, Ti, K, FeO^t, bem como mostram um importante enriquecimento em Sn e W, os mais importantes de todas as amostras analisadas para este estudo, pelo que correspondem a granitos especializados, revelando a importância dos processos de fracionamento nestas rochas. O leucogranito revela teores de Sn de 17 ppm e de 13,5

ppm de W, enquanto o microgranito mostra um importante enriquecimento em Sn (145 ppm) e menor importância no fracionamento do W (7 ppm). A origem dos magmas que deram origem a estas fácies leucocráticas, tal como no caso de Ervedosa, tiveram origem em processos de fusão anatética de metassedimentos mesocrustais.

Existe, pois uma grande semelhança entre os granitos de Ervedosa e as fácies leucocráticas de Murçós, revelando, que pelo menos à escala da importância dos processos de diferenciação, ambos os casos são comparáveis.

A partir dos dados de geoquímica de rocha-total, constata-se que o processo de cristalização fracionada, foi determinante no enriquecimento em Sn do granito de Ervedosa, no microgranito e no leucogranito de Murçós, processo de fracionamento este que terá levado à formação de magmas e fluidos tardi-magmáticos enriquecidos em Sn.

A existência de acidentes tectónicos associados aos processos de instalação e evolução magmática varisca, correspondem a fatores responsáveis pelas mineralizações de Sn de Ervedosa. Isto é, por um lado a existência de um acidente tectónico (ZCLRM) com uma rede de fraturas associadas terá facilitado não só a ascensão e instalação dos granitos, como numa fase mais tardia terá facilitado a circulação dos fluídos ricos em Sn. Em Ervedosa, a mineralização encontra-se representada essencialmente por filonetes e veios finos de quartzo, encaixados principalmente no granito, mais ricos em cassiterite quando divergem do “filão Balbiani”, filão de quartzo, N40ºW, 70º a 80ºNE a sub-vertical de grande possança, mas pobre em cassiterite. Este filão preenche uma zona de cisalhamento dúctil direito que afeta a parte mais a leste do granito de Ervedosa, e os filonetes e veios finos mineralizados ocupam estruturas do tipo Riedel (R e R’), sugerindo assim, uma instalação controlada por episódios de atividade da zona de cisalhamento.

A mineralogia dos filonetes e veios finos compreende quartzo, cassiterite, arsenopirite moscovite, encontrando-se neles também representados pirite, estanite, bismutinite, bismuto e pirrotite. Os minerais dos veios, e parte do granito de Ervedosa, encontram-se deformados: os minerais mostram alongamento segundo a direção dos pequenos cisalhamentos onde se encontram instalados, enquanto o granito desenvolveu uma foliação N120º a 125º, nos setores em que é intersetado pela ZCLRM.

Em termos da relação temporal entre as mineralizações de cassiterite e a instalação do granito de Ervedosa, os dados de geocronologia K-Rb apontam para uma idade de 327 ± 9 Ma para o granito de Ervedosa, e a idade U-Pb de 318.8 ± 5.6 Ma para a cassiterite, o que aponta para a proximidade temporal entre a instalação do granito e a cassiterite,

comprovando o papel do granito de Ervedosa para a génese destas mineralizações de estanho.

No caso de Murçós, as mineralizações de cassiterite, encontram-se espacial e geneticamente associadas à presença de fácies graníticas diferenciadas e especializadas em Sn, tais como o leucogranito e microgranito com vivianite, que apontam para que estas fácies representam parte de um complexo granítico complexo responsável pelas mineralizações. A fraca evolução demonstrada pelo granodiorito de Murçós e fraco enriquecimento em Sn e W mostram que este não poderá ter gerado as concentrações destes metais. Apesar disto, o granodiorito de Murçós pode ter, devido à sua composição, contribuído com o Ca necessário à precipitação da scheelite, por interação com fluídos hidrotermais com tungsténio uma vez que este metal tem um comportamento distinto do estanho que tem afinidades com as fases magmáticas de evolução. Este argumento é bastante plausível, dadas as evidências de alterações tardi-magmáticas no granodiorito, bem como o facto dos filões mineralizados em scheelite estarem instalados quase em exclusivo nas cúpulas de granodiorito.

A geometria dos filões de Murçós corresponde a um *stockwork* de filões quartzosos pouco possantes mineralizados em scheelite, com pouca cassiterite e abundantes quantidades de turmalina. Podem ser individualizadas duas famílias de filões mineralizados em Murçós: uma família de filões subverticais a verticais, de direção compreendida entre N110° a N130°E, subparalelos à foliação vertical exibida pelo granodiorito deformado de Murçós, e que alimentam uma segunda família de filões sub-horizontais com a mesma direção, situados em planos paralelos ao teto das apófises. Em termos das mineralizações, a paragénese em Murçós é dominada pela presença de quartzo, scheelite e turmalina, com rara cassiterite. Após o estágio de deposição da scheelite, encontram-se representados dois episódios de deposição de quartzo e sulfuretos como a arsenopirite, pirite, bismuto, bismutinite, pirrotite e galena.

Em Murçós as mineralizações são distintas das que ocorrem em Ervedosa e nos minerais comuns aos dois depósitos, em que os resultados de química mineral mostram diferenças composicionais nas cassiterites, com as de Ervedosa a corresponder a tipos mais puros e mais ricos em Sn do que as de Murçós, evidenciando uma maior riqueza em Sn nos fluidos tardi-magmáticos de Ervedosa.

Para além das diferenças ao nível das mineralizações, em Murçós, a geometria e estilo de mineralização são muito distintos. Em Murçós, os veios quartzosos são sub-horizontais e pouco possantes, e encontram-se instalados quase em exclusivo na

cúpula das apófises de granodiorito. Apesar de ser inegável que a ZCLRM está estruturalmente ligada à instalação dos diferentes granitoides presentes na área, o facto dos filões mineralizados em scheelite se encontrarem instalados exclusivamente no granodiorito, levam a crer que a abertura dos filões estará relacionada com uma grande pressão de fluídos. A ZCLRM mostra, contudo, ser responsável pela deformação cisalhante pós-cristalização, quer dos granodioritos quer dos veios, em que o granitoide adquiriu a característica textura ocelada e foliada, e onde a foliação definida pelos ocelos de FK e biotite é paralela à direção do cisalhamento. Os minerais dos veios mineralizados mostram deformação semelhantes, encontrando-se alongados segundo a direção do cisalhamento principal, e exibem fendas de tração perpendiculares a esta direção. Estas fendas de tração encontram-se preenchidas por quartzo mais tardio e sulfuretos.

Os dados de geocronologia U-Pb determinados em zircões do granodiorito de Murçós apontam para uma idade de 321 ± 5 Ma, pelo que corresponde a um granito anterior a D3 e ao que tudo indica sin-E1, correspondendo a um “granodiorito precoce”. A idade U-Pb encontrada na cassiterite de Murçós de 313,7± 2,9 Ma, afasta-se mais da idade do granodiorito e mostra proximidade com a idade determinada para a cassiterite de Ervedosa, 318.8 ± 5.6 Ma, apontando para que em ambos os casos, as mineralizações em cassiterite são muito próximas temporalmente em ambos os depósitos e que podem ser consideradas sin-D3, apontando para uma atividade magmática da mesma tipologia e deposição de minérios quase síncrona em ambos os casos.

Não conseguimos observar a relação temporal de deposição da scheelite, relativamente à cassiterite, e a sua origem parece não estar apenas ligada em exclusivo à riqueza em W de fluidos tardi-magmáticos pois é importante controlo de interação com as rochas encaixantes de onde os fluidos obtiveram o Ca necessário à sua precipitação. A presença abundante de turmalina hidrotermal em Murçós comprova a existência de um sistema aberto entre os fluidos tardi-magmáticos e as rochas encaixantes.

Pode afirmar-se que, o granito de Ervedosa, e as rochas leucocráticas de Murçós exibem semelhanças em diferentes aspetos, correspondendo de modo indubitável em ambos casos de estudo, às responsáveis pelos fluidos que deram origem às mineralizações de estanho.

As mineralizações de Sn e W ligadas a granitos essencialmente moscovíticos a moscovítico-biotíticos refletem um enquadramento cronológico bastante semelhante ao longo da Península Ibérica e do orógeno varisco europeu. Esta faixa temporal coincide

com o estágio sin- e sin-a tardi-D3 em grande parte da Europa Varisca, o que significa que a formação destes depósitos metalogénicos em diferentes regiões (ex.: Maciço Ibérico e Maciço Central Francês,) é comparável em idade geológica, que reflete um período de fusão de materiais crustais, migração de magmas graníticos e evolução tectono-metamórfica sin-ororogénica.

Os granitos envolvidos em particular nas mineralizações de Sn (W) no orógeno varisco, incluindo os depósitos de Portugal e Espanha, apresentam características muito semelhantes, correspondendo maioritariamente a granitos muito evoluídos, peraluminosos e de afinidade crustal (tipo S). Estes magmas resultam de anatexia crustal e de processos intensos de fracionamento magmático, o que conduz ao enriquecimento progressivo em elementos incompatíveis como Sn, W, Li, Rb, Cs e F. A evolução avançada destes granitos reflete-se na sua mineralogia típica (moscovite > biotite, presença frequente de turmalina, topázio e fosfatos) e na sua associação com fácies tardias leucocráticas, aplitos-pegmatitos e greisens, que constituem frequentemente os principais hospedeiros das mineralizações. Estas semelhanças indicam que, à escala do orógeno varisco europeu, os granitos metalogenicamente férteis partilham condições de geração, evolução e exsolução de fluidos comparáveis, favorecendo a formação de sistemas hidrotermais ricos em Sn (W) no estádio final da cristalização magmática. A instalação dos granitos peraluminosos responsáveis pelas mineralizações em Ervedosa e Murçós, e a formação dos depósitos de cassiterite demonstram estas características comuns observadas no orógeno varisco europeu, assim como um continuum de atividade magmática e hidrotermal durante a fase D_3 ao longo da ZCLRM, tendo a ZCLRM facilitado não só a ascensão e instalação dos magmas, como a circulação dos fluidos mineralizantes durante este período. As mineralizações de scheelite de Murçós são aparentemente distintas das de cassiterite e intimamente associadas ao granodiorito.

Os fluidos mineralizantes envolvidos nas mineralizações de Ervedosa e Murçós, são sem dúvida, na sua fase mais inicial (i.e., quando exsolvidos) de origem magmática. No entanto, em ambos os casos de estudo, a importância das interações fluido-rocha é relevante e um dos processos de maior importância na deposição dos metais, transportados nos fluidos em consequência dos processos de cristalização fracionada. Os dados de microtermometria, microespectrometria Raman mostram que os fluidos que deram origem às mineralizações em Ervedosa e Murçós são fluidos ricos em voláteis provenientes da interação com rochas metassedimentares e consequente desvolatilização térmica de matéria orgânica, libertando CH_4 e N_2. Os dados isotópicos

de O e H confirmam uma natureza magmático-metamórfica dos fluidos em ambos os depósitos. Em contextos geológicos em que granitos peraluminosos se instalam em metassedimentos com matéria orgânica, os fluidos magmáticos primários evoluem rapidamente e modificam-se devido à interação com as rochas envolventes. A desvolatilização de matéria orgânica e/ou grafite presente nos metassedimentos promove a libertação de espécies reduzidas de carbono, favorecendo a estabilização do carbono sob a forma de CH_4. A presença de N_2 tem vindo a ser associada igualmente à desvolatilização da matéria orgânica, mas também à destabilização térmica de minerais que possam incorporar NH_4 na sua estrutura. A presença em abundância de CH_4 em fluidos indica que estes evoluíram em ambientes redutores, nos quais o Sn, é preferencialmente transportado sob a forma de espécies Sn^{2+} em complexos, principalmente com Cl^-. A estabilidade das espécies complexadas em solução é favorecida pela presença de CH_4, que atua como componente redutor do sistema, permitindo concentrações elevadas de Sn no fluido. Posteriormente, pequenas variações nas condições *redox*, associadas ao arrefecimento do sistema, à mistura com fluidos mais oxidados ou à oxidação progressiva do CH_4, conduzem à desestabilização dos complexos de Sn^{2+}, à oxidação para Sn^{4+} e à precipitação de cassiterite. Assim, o CH_4 não deve ser interpretado apenas como um constituinte passivo dos fluidos mineralizantes, mas como um indicador da evolução geoquímica do sistema hidrotermal. A presença abundante de CH_4 nos fluidos regista simultaneamente a contribuição metamórfica associada dos encaixantes metassedimentares, a natureza redutora dos fluidos e os mecanismos que controlam o transporte e a deposição do Sn em depósitos hidrotermais associados a granitos peraluminosos.

No que toca à mineralização em scheelite os dados de microtermometria, microespectrometria Raman e de isótopos de O e H, mostram que a scheelite de Murçós terá precipitado de um fluido hidrotermal. Os fluidos encontrados na cassiterite de Murçós são do tipo Lw-c a Lc-w, de elevada densidade e baixa salinidade, e mostram composições de fase volátil dominada por CO_2 e com quantidades menos importantes e CH_4 e N_2, enquanto a fase volátil das IF analisadas na scheelite mostram ser de modo semelhante dominadas por CO_2, mas existe uma importância muito grande dos restantes voláteis, sobretudo o N_2. Os fluidos aprisionados na cassiterite e no QzIA revelaram condições mínimas de aprisionamento de 342°C e a uma pressão de 439 MPa, e 346°C e 453 MPa respetivamente. O N_2 tem vindo a ser sistematicamente reconhecido em IF em scheelite, embora o seu significado e função nos fluidos mineralizantes permaneça enigmática. Assim, o fluido do qual inicialmente precipitou o

quartzo e a cassiterite de Murçós, correspondiam já a fluidos magmático-metamórficos, em condições redutoras a ligeiramente oxidantes. Os fluidos aprisionados na scheelite são também fluidos magmático-metamórficos aprisionados na scheelite correspondem a fluidos aquosos, do tipo Lw-c a Lc-w de baixa salinidade e elevada densidade, com uma fase volátil dominada por CO_2, mas com quantidades variáveis, mas importantes de CH_4, e sobretudo N_2. Estes fluidos revelaram condições P-T mínimas de aprisionamento de 345°C e ca. 272 MPa. Estes fluidos exibem uma carga volátil mais importante e que circularam em ambiente aberto. Os fluidos encontrados na geração de quartzo tida como contemporânea da scheelite (QzIA) são mais semelhantes aos encontrados na cassiterite, sendo fluidos aquosos, do tipo Lw-c a Lc-w, de baixa salinidade e elevada densidade, com uma fase aquosa dominada pela H_2O e uma fase volátil composta dominantemente por CO_2, e cujas quantidades de CH_4 e N_2 são muito inferiores às encontradas nos fluidos aprisionados na scheelite, sobretudo no que toca ao N_2. Estes fluidos revelaram condições mínimas de aprisionamento de 346°C e ca. 453 MPa. Os fluidos aprisionados no QzIA, revelam, assim, serem contemporâneos da deposição da cassiterite, aprisionados a condições P-T próximas, e por isso anteriores e mais semelhantes aos encontrados na scheelite.

Em Ervedosa, os fluidos aprisionados na cassiterite e no quartzo que lhe é contemporâneo (QzIA), são aquosos do tipo Lw-c a Lw-m, de baixa salinidade e elevada densidade, com uma fase aquosa dominada pela presença de H_2O, e uma fase volátil dominada pelo CO_2, com quantidades variáveis, mas por vezes bastante significativas de CH_4, e em menor grau N_2. As condições P-T mínimas de aprisionamento dos fluidos aprisionados na cassiterite correspondem a 342°C e ca. 463 MPa, enquanto no QzIA estas condições mínimas são de 299°C e ca. 405 MPa. As condições P-T encontradas nos fluidos aprisionados nestes minerais são as mais elevadas registadas em Ervedosa, corroborando que os fluidos analisados correspondem aos fluidos iniciais dos sistemas, confinados a temperaturas e pressões mais elevadas.

Tal como acima explicado, a presença do CH_4 é fulcral na estabilização dos complexos cloretados com Sn, cuja oxidação leva à precipitação da cassiterite. Assim, em Ervedosa os fluidos que deram origem à cassiterite correspondem a fluidos de origem magmático-metamórfica que evoluíram em condições redutoras até a um momento em que as condições *redox* passaram a ser ligeiramente mais oxidantes, ocasionando a precipitação da cassiterite. Este momento deverá corresponder à abertura dos filões de Ervedosa e consequente aumento da fugacidade do O. Os dados de isótopos de O e H sugerem que a modificação das condições redox tenha sido ocasionada por entrada de

águas meteóricas mais oxidadas, pelo que a abertura do sistema e o aumento da fugacidade do O estarão certamente ligados períodos de atividade do cisalhamento principal e dos pequenos cisalhamentos oblíquos ao mesmo, onde os filões mineralizados se instalaram.

Em Murçós, os fluidos envolvidos na deposição da cassiterite são aquosos, do tipo Lw-c a Lc-w, com uma fase volátil dominada por CO_2, com quantidades apreciáveis de CH_4, e em menor importância N_2. Estes fluidos sofreram uma evolução semelhante aos fluidos envolvidos na precipitação da cassiterite de Ervedosa, sem envolvimento de fluidos meteóricos, tal como sugerem os dados de isótopos de O e H, e onde as condições *redox* passaram a ligeiramente oxidantes em consequência da abertura dos filões. As temperaturas de homogeneização global médias da cassiterite e do QzIA, corroboram a ideia da precipitação da cassiterite e do quartzo a temperaturas e pressões mais elevadas, numa fase mais inicial e redutora do sistema.

Em ambos os depósitos, após o clássico estágio de deposição dos oxido-silicatos, os fluidos continuaram a evoluir em direção a condições de temperatura e pressão progressivamente mais baixos, progressivamente mais diluídos por perda da sua carga volátil rica em CH_4 e N_2, em condições *redox* mais oxidantes, passando a fluidos aquosos, do tipo, Lc-w com uma fase volátil dominada por CO_2 e quantidades pouco importantes de CH_4 e N_2. Neste estágio de evolução dos fluidos ocorreu a precipitação generalizada de diferentes sulfuretos, em ambos os casos de Ervedosa e Murçós, em dois episódios, segundo episódio tem pouca expressão. Em ambos o depósito a deposição de sulfuretos foi acompanhado de precipitação de duas gerações de quartzo, correspondentes aos QzIIA e QzIIB descritos em ambos os depósitos. No QzIIA e QzIIB de Ervedosa, as condições mínimas de aprisionamento de 302°C e ca. 275 MPa e, 295°C e ca. 222 MPa respetivamente. Em Murçós as condições mínimas de aprisionamento determinadas no QzIIA e QzIIB foram de 300°C e ca. 338 MPa, e 270°C e ca. 278 MPa respetivamente. Em ambos os depósitos, os fluidos associados aos eventos mineralizantes revelam que os sistemas permaneceram abertos até ao arrefecimento total dos sistemas respetivos, e que estes fluidos derivaram dos fluidos magmático-metamórficos que estiveram envolvidos na deposição de cassiterite e scheelite.

Em conclusão, os depósitos de Ervedosa e Murçós mostram uma evolução correlacionável e muito semelhante, que se inicia com a instalação de granitos ao longo da ZCLRM, granitos estes cuja intensidade dos processos de fracionamento e especialização metalogenéticas, levou à geração de fluidos tardi-magmáticos

exsolvidos que interagiram de modo intenso com as rochas envolventes. As interações fluido-rocha reconhecidas foram fulcrais na aquisição da assinatura magmático-metamórfica destes fluidos e, por conseguinte, das suas propriedades químicas, *redox* e de transporte de metais. A alteração das condições *redox* nos depósitos analisados ocasionou a precipitação de cassiterite em Ervedosa, e no caso de Murçós, cassiterite e depois scheelite.

A ocorrência preferencial de mineralizações de Sn ou W está relacionada ao maior ou menor grau de fracionamento magmático dos granitos, enquanto a deposição de cassiterite ou scheelite se encontra relacionada com a interação dos fluidos tardi-magmáticos com os encaixantes metassedimentares e aquisição de carga volátil necessária ao transporte e estabilização das condições *redox*. A abertura dos filões corresponde em ambos os depósitos ao mecanismo indutor da precipitação de minerais, pois induziu a alteração das condições redutoras a mais oxidantes, levando à precipitação dos minérios.

Referências Bibliográficas

Abati, J., Dunning, G.R., 2002. Edad U-Pb en monacitas y rutilos de los paragneises de la Unidad de Agualada (Complejo de Ordenes, NW del Macizo Ibérico). Geogaceta, Vol.32, 95–98.

Abati, J., Gerdes, A., Fernandez-Suarez, J., Arenas, R., Whitehouse, M.J., Diez Fernandez, R. 2010. Magmatism and early-Variscan continental subduction in the northern Gondwana margin recorded in zircons from the basal units of Galicia, NW Spain. Geological Society of America Bulletin, Vol. 122, 219-235.

Adam, D. 1987. Mineralisations stanno-wolframiferes en liasion avec lévolution dún segment de la chaine hercynienne au Nord-Est du Portugal – Contribuition à la mettalogenie de létain-tungsten. Université de Nancy, 320 pp. Thèse d'État.

Adam, D., Gagny, C. 1989. Contrôle structural et magmatique de la formation de gisements d'etain-tungstène du Tras-os-Montes oriental (Portugal). Guides pour l'exploration miniére. Chroniques de Rechierche Miniére, Vol. 496, 57-74.

Agangi, A., Kamenetsky, V.S., McPhie, J., 2010. The role of fluorine in the concentration and transport of lithophile trace elements in felsic magmas: insights from the Gawler Range Volcanics, South Australia. Chemical Geology, Vol. 273, 314-325.

Aiuppa, A., C. Federico, G. Giudice, G. Giuffrida, R. Guida, S. Gurrieri, M. Liuzzo, R. Moretti, P. Papale, P., 2009. The 2007 eruption of Stromboli volcano: Insights from real-time measurements of the volcanic gas plume CO_2/SO_2 ratio, Journal of Volcanology and Geothermal Research., Vol. 182, 221–230.

Aizawa, M., Shinjo, R., Okamura, S., Takahashi, T., Fujibayashi, N., 2021. Geochemical evidence for "cryptic amphibole fractionation" and lower crust melting for the generation of island arc tholeiitic rocks from northern Fossa Magna, central Japan. Lithos, Vol. 386–387, 106028.

Alderton, D.H.M., Harmon, R.S. 1991. Fluid inclusion and stable isotope evidence for the origin of mineralising fluids in south-west England. Mineralogical Magazine, Vol. 55, 605-611.

Andersen, T., Austrheim, H. & Burke, E.A.J., 1990. Fluid inclusions in granulites and eclogites from the Bergen arcs, Caledonides of West Norway. Mineralogy Magazine., Vol. 54, 145–158.

Andersen, T., Burke, E.A.J. & Austrheim, H., 1989. Nitrogen bearing aqueous fluid inclusions in some eclogites from the western gneiss region of the Norwegian Caledonides. Contributions of Mineralogy and Petrology, Vol. 103,153–165.

Andersen, T.B., Jamtveit, B., Dewey, J.F. & Swensson, E., 1991. Subduction and abduction of continental crust: major mechanisms during continent-continent collision and orogenic extensional collapse. A model based on south Norwegian Caledonides. Terra Nova, Vol. 3, 303–310

Anderson, A.J., 1996. A new oil immersion vessel for optical spindle stage examination of fluid and solid inclusions. PACROFI VI, Sixth biennial Pan-American Research Conference on Fluid Inclusions (Madison, Wisconsin: D.E. Brown & G.S. Hagemann, eds.), Program Abstracts.

Anderson, A.T., 1983. Oscillatory zoning of plagióclase: Nomarsky interference contrast microscopy of etched polished sections. American Mineralogist, Vol. 68, 125-129.

Andonaegui, P., 1990. Geoquímica y geocronología de los granitoides del sur de Toledo. Universidad Complutense de Madrid, 357 pp. Tese de Doutoramento.

Andrissen, P.A.M., Helmens, K.F., Hooghiemstra, H., Riezebos, P.A., Van der Hammen, T. 1993. Absolute chronology of the Pliocene-Quaternary sediment sequence of the Bogota area, Colombia. Quaternary Science Reviews, Vol.12, 7: 483-501.

Anthonioz, P.M. 1972. Les complexes polymetamorphiques precambriens de Morais et Bragança (NE du Portugal): etude petrographique et structural, Memórias dos Seviços Geológicos de Portugal, Vol. 20.

Antona, J. F. A., Fallick, E., Garcia Sanchez, A. 1994. Fluid-inclusion and stable-isotope studies of gold-tungsten bearing hydrothermal deposits, Saucelle-Barruecopardo area, Spain. European Journal of Mineralogy, Vol. 6, 6: 819-835.

Antunes, I.M.H.R., Gomes, M.E.P., Neiva, A.M.R., Carvalho, P.C.S., Santos, A.C.T. 2016. Potential risk assessment in stream sediments, soils and waters after remediation in an abandoned W>Sn mine (NE Portugal). Ecotoxicology and Environmental Safety, Vol. 133, 135-145.

Arenas, C., Vázquez-Urbez, M., Auqué, L., Sancho, C., Osácar, C., Pardo., G. 2014. ntrinsic and extrinsic controls of spatial and temporal variations in modern fluvial tufa sedimentation: A thirteen-year record from a semi-arid environment. Sedimentology, doi.org/10.1111/sed.12045.

Arenas, R., Catalán, J.R.M., Garcia, F.D. 2004. Zona de Galicia -Trás-os-Montes. In: Geologia de España, Vera, J.A. (Eds), 884p.

Arenas, R., Gil Ibarguchi, J.I., González Lodeiro, F., Klein, E., Martínez Catalán, J.R., Ortega Gironés, E. 1986. Tectonostratigraphic units in the complexes with mafic and related rocks of the NW of the Iberian Massif. Hercynica, Vol. 2, 87-110.

Arenas, R., Ibarguchi, J.I. 1986. Tectonostratigraphic units in the complexes with mafic and related rocks of the NW of the Iberian Massif. Hercynica, Vol. 2, 87-110.

Arenas, R., Martinez-Catalán, J.R., Sanchez-Martinez, S., Fernandez-Suarez, J., Anoonaegui, P., Pearce, J.A., Corfu, F. 2007. The Vila de Cruces ophiolite: a remnant of the early Rheic Ocean in the Variscan suture of Galicia (northwest Iberian Massif). Journal of Geology, Vol. 115, 129-148.

Arribas, A., 1980. Mineral paragenesis in the Variscan metallogeny of Spain. Studia Geologica, Vol. 14, 223–260.

Arthaud, F., Matte, P., 1975. Les decrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'europe. Geometrie et essai de reconstitution des conditions de la deformation. Tectonophysics, Vol.25, (1-2): 139-141.

Audétat, A., Günther, D., 1999. Mobility and H2O loss from fluid inclusions in natural quartz crystals. Contributions to Mineralogy and Petrology, Vol. 137, 1-14.

Audtat, A., Gûnther, D., Heinrich, C.A., 2000. Magmatic-hydrothermal evolution in a fractionating granite: a microchemical study of the Sn-W-F-mineralized mole granite (Australia). Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 64, 19: 3373-3393.

Azevedo, M., Valle Aguado, B., Nolan, J., Martins, M., Medina, J., 2005. Origin and emplacement of syn-orogenic Variscan granitoids in Iberia the Beiras massif. IN: The Southern Variscan Belt, Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edition, Carosi, R., Dias, R., Iacopini, D., Rosenbaum, G., (Eds.).

Azevedo, M., Valle Aguado, B.V., 2013. Origem e instalação de Granitoides Variscos na Zona Centro-Ibérica. IN: Geologia de Portugal. Volume I – Geologia Pré-mesozóica de Portugal, Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kulberg, J.C., (Eds)., 377-401.

Azevedo, M.R., & Nolan, J., 1998. Hercynian late-post-tectonic granitic rocks from the Fornos de Algodres area (Northern Central Portugal). Lithos, Vol. 44, (1-2): 1-20.

Azevedo, M.R., Valle Aguado, B., Nolan, J., Martins, M., Medina, J., 2005. Origin and emplacement of syn-orogenic Variscan granitoids in Iberia the Beiras massif. IN: Carosi, R., Dias, R., Iacopini, D., Rosenbaum, G. (Eds.), The southern Variscan belt, Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edition, ISSN 1441-8142, 19, Paper 7.

BaČik, P., Uher, P., Ertl, A., Jonsson, E., Nysten, P., Kanicky, V., Vaculovic, T., 2012. Zoned ree enriched dravite from a granitic pegmatite in forshammar bergslagen Province, Sweden an Empa Xrd and La–ICP-Ms study. The Canadian Mineralogist, Vol. 50, 4: 825-841.

Bai, T.B. and Koster Van Groos, A.F. (1999) The distribution of Na, K, Rb, Sr, Al, Ge, Cu, W, Mo, La and Ce between granitic melts and coexisting aqueous fluids. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 63, 1117–1131.

Ballouard, C., Poujol, M., Boulvais, P., Branquet, Y., Tartèse, R., Vigneresse, J.L., 2016a. Nb-Ta fractionation in peraluminous granites: A marker of the magmatic-hydrothermal transition. Geology, Vol. 44, 3: 231-234.

Barker, S.L.L., Dipple, G.M., Dong, F., Baer, D.S., 2011. Use of laser spectroscopy to measure the $^{13}C/^{12}C$ and $^{18}O/^{16}O$ compositions of carbonate minerals: Analytical Chemistry, Vol. 83, 2220–2226.

Barnes, H.L., 1979. Solubility of Ore Minerals. In: Barnes, H.L., (Eds), Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, Wiley, Hoboken, 404-460.

Barton, P.B., Bethke, P.M. 1987. Chalcopyrite disease in sphalerite: pathology and epidemiology. American Mineralogist, Vol. 72, 5-6: 451-467.

Barton, R., 1969. Refinement of the crystal structure of buergerite and the absolute orientation of tourmalines. Acta Crystallographica, Vol. 25, 1524-1533.

Barton, R., 1971. Refinement of the crystal structure of buergerite and the absolute orientation of tourmalines. Acta Crystallographica, Vol. 25, 1524–1532.

Batchelor, R.A., Bowden, P., 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. Chemical Geology, Vol. 48, (1-4): 43–55.

Bateman, H., 1910. The solution of a system of differential equations, occurring in the theory of radioactive decay. Proceedings of the Cambridge Philosophical Society, Vol. 15, 423-427.

Bau, M., Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium. Chemical Geology, Vol. 93, (3-4): 219-230.

Bea, F., 1996. Residence of REE, Y, Th and U in Granites and Crustal Protoliths; Implications for the Chemistry of Crustal Melts, Journal of Petrology, Vol. 37, 3, 521–552.

Bea, F., Pereira, M.D., Corretgé, L.G., Fershatater, G.B., 1994. Diferentiation of strongly peraluminous, perphosphorus granites: The Pedrobernardo pluton, central Spain. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 58, 12: 2609-2627.

Beeskow, B., Treloar, P.J., Rankin, A.H., Vennemann, T.W., Spangenberg, J., 2006. A reassessment of models for hydrocarbon generation in the Khibiny nepheline syenite complex, Kola Peninsula, Russia. Lithos, Vol. 91, 1-18.

Beetsma, J., 1995. The Late Proterozoic/Paleozoic and Hercynian Crustal Evolution of the Iberian Massif, N Portugal. Vrije University, Netherlands, 223 pp. Tese de doutoramneto.

Beetsma, J., 1995. The Late Proterozoic/Paleozoic and Hercynian Crustal Evolution of the Iberian Massif, Northern Portugal (p. 223). Netherlands: Vrije University. (Thesis submitted for the Ph.D. degree (unpublished thesis)).

Belosludov, V.R., Bozhko, Y.Y., Subbotin, O.S., Belosludov, R.V., Zhdanov, R.K., Gets, K.V., Kawazoe, Y., 2018. Influence of N_2 on Formation Conditions and Guest Distribution of Mixed CO_2 + CH_4 Gas Hydrates. Molecules, Vol. 23, 12: 3336.

Belousova, E.A., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., Fisher, N.I., 2002. Apatite as an indicator mineral for mineral exploration: trace-element compositions and their relationship to host rock type. Journal of Geochemical Exploration, Vol. 76, 45–69.

Belousova, E.A., Walters, S.A., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., 2001. Trace-element signatures of apatites in granitoids from the Mt Isa Inlier, northwestern Queensland. Australian Journal of Earth Sciences, Vol. 48, 603–619.

Bennett, J.M., Kemp, A.I.S., Hagemann, S.G., Fiorentini, M.L., Roberts, M.P., 2024. Systematic trends in the substitution mechanisms of minor elements in cassiterite. Australian Journal of Earth Sciences, Vol. 71, 8: 1098–1124.

Bennett, W., Canfield, W., Donald, E., 2020. Redox-sensitive trace metals as paleoredox proxies A review and analysis of data from modern sediments. Earth Science Reviews, Vol. 204, 103175.

Bente, K., Doering, T. 1993. Solid-state diffusion in sphalerites: an experimental verification of the "chalcopyrite disease". European Journal of Mineralogy, Vol. 5, 465 – 478.

Bhalla, P., Holtz, F., Linnen, R.L., Behrens, H., 2005. Solubility of cassiterite in evolved granitic melts: effect of T, fO_2, and additional volatiles. Lithos, Vol.80, (1-4): 387-400.

Bierlein FP, Crowe DE (2000) Phanerozoic orogenic lode gold deposits. Society of Economic Geology Reviews, Vol. 13, 103–139.

Bobos, I., de Sá, C.M., Noronha, F., 2022. Mineralogy, Fluid Inclusions, and Oxygen Isotope Geochemistry Signature of Wolframite to Scheelite and Fe,Mn Chlorite Veins from the W, (Cu,Mo) Ore Deposit of Borralha, Portugal. Minerals, Vol. 12, 24.

Bodnar, R. J., 1993. Revised equation and table for determining the freezing-point depression of H2O-NaCl solutions: Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 57, 683–384.

Bodnar, R.J., 1994. Synthetic fluid inclusions: XII. The system H2O-NaCl. Experimental determination of the halite liquidus and isochores for a 40 wt% NaCl solution. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 58, 3: 1053-1063.

Boiron, M.C., Essarraj, S., Sellier, E., Cathelineau, M., Lespinasse, M. & Poty, B., 1992. Identification of fluid inclusions in relation to their host microstructural domains in quartz by cathodoluminescence. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 56: 175-185.

Bongiovanni, M., Fusswinkel, T., Marks, M.A.W., 2025. The behaviour of halogens in the magmatic-hydrothermal evolution of Sn-W systems and their potential as fluid source indicators. Lithos, Vol. 516-517, 108233.

Borrajo, I., Tornos, F., Stein, H., Hanchar, J. M., 2024. Geochronology and decoupling controls of Sn-(Ta-Li) and W-(Sn) mineralization in the Iberian Variscan Massif, Spain and Portugal. Ore Geology Reviews, Vol. 173, 106253.

Bouchot, V., Ledru, P., Catherine, L., Lescuyer, J.L., 2005. Late Variscan mineralizing systems related to orogenic processes: The French Massif Central, Ore Geology Reviews, Vol. 27, (1-4):169-197.

Bowman, J.R., 1998. Stable-isotope systematics of skarn. IN: Lentz D.R. (Ed.), Mineralized Intrusion-Related Skar Systems, Mineralogical Association of Canada, Short Course, Vol. 26, 99-145.

Boyer, S., Elliott, D., 1982. Thrust Systems. AAPG Bulletin, Vol. 66, 9:1196-1230.

Breiter, K., 2012. Nearly contemporaneous evolution of the A- and S-type fractionated granites in the Krušné hory/Erzgebirge Mts., Central Europe. Lithos, Vol. 151, 105-121.

Breiter, K., Korbelová, Z., Šešulka, V., Honig, S., 2016. New rock and mineral data from the Li (Sn, W, Nb, Ta) deposit Cínovec-jih. Geoscience Research Reports, Vol. 49, 113–121.

Breiter, K., Müller, A., Leichmann, J., Gabasová, A., 2005. Textural and chemical evolution of a fractionated granitic system: the Podlesí stock, Czech Republic. Lithos, Vol.80, 323–345.

Bruand, E., Fowler, M., Storey, C., Darling, J., 2017. Apatite trace element and isotope applications to petrogenesis and provenance. American Mineralogist, Vol. 102, 1: 75–84.

Burnham, C.W., Ohmoto, H., 1980. Late-stage processes of felsic magmatism. Mining Geology, Special Issue, 8: 1–11.

Burns, R.G., 1972. Mixed valencies and site occupancies of iron in silicate minerals from Mössbauer spectroscopy. Canadian Journal of Spectroscopy. Vol. 17, 51-59.

Burt, D.M., 1989. Compositional and phase relations among rare earth element minerals. IN: Geochemistry and mineralogy of rare earth elements. Washington, DC, Mineralogical Society of America (Reviews in Mineralogy. Vol. 21), 1990, 260-307.

Caldevilla, P., González-Menéndez, L., Martín-Crespo, T., Vindel, E., Guedes, A., Berrezueta, E., Castañon, A.M., Gómez-Fernández, F., 2023. The Peña do Seo W-Sn deposit, NW Iberia: Petrology, fluid inclusions and O-H-S isotopes. Ore Geology Reviews, Vol. 155, 105361.

Campbell, A.R., Rye, D., Peterson, U., 1984. A hydrogen and oxygen isotope study of the San Cristobal Mine, Peru; implications of the role of water to rock ratio for the genesis of wolframite deposits. Economic Geology, Vol. 79, 8: 1818–1832.

Candela, P.A. 1997. A review of shallow, ore-related granites: textures, volatiles and ore metals. Journal of Petrology, Vol.38, 1619–1633.

Cao, M., Li, G., Qin, K., Yusupovha Seitmuratova, E., Liu, Y., 2011. Major and Trace Element Characteristics of Apatites in Granitoids from Central Kazakhstan: Implications for Petrogenesis and Mineralization. Resource Geology, Vol. 62,1: 63–83.

Capdevila, R., Floor, P., 1970. Les différents types de granites hercynniens et leur distribution dans le NW de l'Espagne. Boletin de la Sociedad Geologica y Mineira de España, Vol. 81, (2-3): 215-225.

Capdevila, R., Corretgé, L., Floor, P., 1973. Les granitoides varisques de la Meseta Ibérique. Bullitin de la Societé Géologique de France, Vol. 15, 209-228.

Capdevila, R., Floor, P., 1970. Les différents types de granites hercyniens et leur distribution dans le Nord-Ouest de l'Espagne. Boletín Geológico y Minero, Vol. 81, (2-3): 215–225.

Carocci, E., Truche, L., Cathelineau, M., Caumon, M.C., Bazarkina, E, F., 2022. Tungsten (VI) speciation in hydrothermal solutions up to 400°C as revealed by in-situ Raman spectroscopy. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 317, 306-324.

Carr, P., Ballouard, C., Marignac, C., Cathelineau, M., Noronha, F., Michaud, J.A., González, T.L., Sánchez, S.T., Mercadier, J., 2025. Collisional orogen dynamics controls the type, timing and location of critical metal deposits. Terra Nova, 70010.

Carvalho, D. 1974. Lineament patterns and hypogene mineralization in Portugal. Estudos e Notas dos Trabalhos do Serviço de Fomento Mineiro, Vol. 23, 3-4: 91-106.

Cathelineau, M., Boiron, MC., Marignac, C., Dour, M., Dejean, M., Carocci, E., Truche, L., Pinto, F. 2020. High pressure and temperatures during the early stages of tungsten deposition at Panasqueira revealed by fluid inclusions in topaz. Ore Geology Reviews, 2020, 126, pp.

Cepedal, A., Fuertes-Fuente, M., Martín-Izard, A., Garcia-Nieto, J., Boiron, M.C., 2013. An intrusion-related gold deposit (IRGD) in the NW of Spain, the Linares deposit: Igneous rocks, veins and related alterations, ore features and fluids involved. Journal of Geochemical Exploration, Vol.124, 101-126.

Černý, P., Ercit, T.S., 1989. Mineralogy of niobium and tantalum: crystal chemical relationships, paragenetic aspects and their economic implications.IN: Möller, P., Černý, P., Saupé, F., (Eds.), Lanthanides, tantalum and niobium, Springer-Verlag, Berlin, 27-79.

Černý, P., Teertstra, D.K., Chapman, R., Selway, K.B., Hawthorne, F.C., Ferreira, K., Chackowski, L.E., Wang, X.J., Meintzer, R.E., 2012. Extreme fractioning and deformation of the leucogranite – pegamtite suite at Red Cross lake, Manitoba, Canadá. IV. Mineralogy. The Canadian Mineralogist, Vol. 50, 1839-1875.

Cerveira, A. M., 1952. Relações entre os jazigos hipogénicos portugueses de ouro e de tungsténio. Boletim da Sociedade Geológica de Portugal, Vol. X, 133-144.

Chappell, B. W., White, A. J. R. & Wyborn, D. (1987). The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis. Journal of Petrology, Vol. 28, 6: 1111–1138.

Chappell, B.W., 1999. Aluminium Saturation in I- and S-Type Granites and the Characterization of Fractionated Haplogranites. Lithos, Vol. 46, 535-551.

Chelle-Michou, C., Schaltegger, U., 2023. U–Pb Dating of Mineral Deposits: From Age Constraints to Ore-Forming Processes. Isotopes in Economic Geology, Metallogenesis and Exploration, 37-87.

Chen, H.S., 1996. The research on the mineralization chronology and isotopic exploration assessment for Zijinshan copper-gold deposit. Geotectonics and Metallogeny, Vol. 20, 348-360.

Chen, L., Zhang, Y., 2018. In situ major-, trace-elements and Sr-Nd isotopic compositions of apatite from the Luming porphyry Mo deposit, NE China: Constraints on the petrogenetic-metallogenic features. Ore Geology Reviews, Vol. 94, 93-103.

Chen, L.-L., Ni, P., Dai, B.-Z., Li, W.-S., Chi, Z., Pan, J.-Y., 2019. The Genetic Association between Quartz Vein- and Greisen-Type Mineralization at the Maoping W–Sn Deposit, Southern Jiangxi, China: Insights from Zircon and Cassiterite U–Pb Ages and Cassiterite Trace Element Composition. Minerals, Vol. 9, 7: 411.

Chen, S.-C., Yu, J.-J., Bi, M.-F., Lehmann, B., 2023. Fluid-rock interaction and fluid mixing in the large Furong tin deposit, South China: New insights from tourmaline and apatite chemistry and in situ B-Nd-Sr isotope composition. American Mineralogist, Vol. 108, 2: 338–353.

Cheng, C., Li, S., Xie, X., Manger, W.L., Busbey, A.B., 2018. U–Pb detrital zircon geochronology and Hf isotopic composition of Permian clastic rocks, Zhen'an basin, South Qinling belt: implications for the Paleozoic tectonic evolution of the Qinling orogenic belt, International Geology Review, DOI: 10.1080/00206814.2018.1517393.

Cheng, Y., Spandler, C., Kemp, A., Mao, J., Rusk, B., Hu, Y., Blake, K., 2019. Controls on cassiterite (SnO_2) crystallization: Evidence from cathodoluminescence, trace-element chemistry, and geochronology at the Gejiu Tin District. American Mineralogist, Vol. 104, 118-129.

Cheng, Z.-L., Ni, P., Pan, J.-Y., Han, L., Li, W.-S., Albanese, S., Chi, Z., Ding, J.-Y., Cui, J.-M., (2024). Fluid inclusion LA-ICP-MS constraint on hydrothermal evolution of proximal cassiterite-bearing quartz veins in the giant Gejiu orefield: Implications for controls on metallogenic potential of granite-related skarn system. Journal of Geochemical Exploration, Vol. 262, 107616.

Chicharro, E., Boiron, M.C., López-Garcia, M.A., Barfod, D.N., Villaseca, C., 2016. Origin, ore forming fluid evolution and timing of the Logrosán Sn–(W) ore deposits (Central Iberian Zone, Spain). Vol.72, 1: 896-913.

Chicharro, E., Llorens González, A., López-Moro, F. J., Tornos, F., García-Gutiérrez, M., 2016. Petrography and geochemistry of W-Sn vein-type deposits in NW Iberian Massif. Mineralogical Magazine, Vol. 80, 1–16.

Chin, H.Y., Hsieha, M.H., Chen, Y.P., Chen, P.C., Lin, S.T., Chen, L.J., 2013. Prediction of phase equilibrium for gas hydrate in the presence of organic inhibitors and electrolytes by using an explicit pressure-dependent Langmuir adsorption constant in the van der Waals–Platteeuw model. Journal of Chemistry and Thermodynamics, Vol. 66, 34-43.

Choi, W., Park, C., Song, Y., Park, C., Kim, H., Lee, C., 2020. Sequential Scheelite Mineralization of Quartz–Scheelite Veins at the Sangdong W-Deposit: Microtextural and Geochemical Approach. Mineral, Vol. 10, 8: 678.

Clayton, R.N., O'Neil, J.R., Mayeda, T.K., 1972. Oxygen isotope exchange between quartz and water. Journal of Geophysical Research, Vol. 77, 3057-3067.

Codeço, J., Dias, R., Noronha, A., Tornos, F., Chicharro, E., 2019. Mineralogical and geochemical characterization of the Panasqueira W-Sn deposits, Portugal. Minerals, Vol. 9, 612.

Coke, C., Dias, R., Ribeiro, A., 1993. Variscan Deformation in the Marão Region (Centro-Iberian Autochthon. IN: Chambel, A. (Coord), Comunicações da XII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular Vol. Universidade de Évora, 77-88.

Collins, P.L.F., 1979. Gas hydrates in CO2-bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity. Economic Geology, Vol. 74,1435–1444.

Collins, W.J.,1989. Polydiapirism of the Archean Mount Edgar Batholith, Pilbara Block, Western Australia. Precambrian Research, Vol. 43, 41–62.

Čopjaková, R., Buriánek, D., Škoda, R., Houzar, S., 2009. Tourmalinites in the metamorphic complex of the Svratka Unit (Bohemian Massif): a study of compositional growth of tourmaline and genetic relations. Journal of Geosciences, Vol.54, 2: 221 – 243.

Corfu, F., 1988. Differential response of U–Pb systems in coexisting accessory minerals, Winnipeg River Subprovince, Canadian Shield: Implications for Archean growth and stabilization. Contributions to Mineralogy and Petrology, Vol. 98, 312–325.

Corfu, F., Heaman, L.M., Rogers, G., 1994. Polymetamorphic evolution of the Lewisian complex, NW Scotland, as recorded by U-Pb isotopic compositions of zircon, titanite and rutile. Contributions to Mineralogy and Petrology, Vol. 117, 215-228.

Cotelo Neiva, J.M., 1972. Tin-tungsten deposits and granites from northern Portugal. 24th International Geology Congress (1972), pp. 282-288.

Craig, H., 1961. Isotopic Variations in Meteoric Waters. Science, Vol. 133, 3465: 1702–1703.

Criss, R.E., Campion, D.E., 1991. Oxygen isotopes study of the fossil hydrothermal system in the Comstock lode mining district, Nevada: Geochemical Society Special Publication, Vol. 3, 437–447.

Criss, R.E., Fleck, R.J., Taylor, H.P., 1991. Tertiary meteoric hydrothermal systems and their relation to ore deposition, northwestern United States and southern British Columbia: Journal of Geophysical Research, Vol. 96,13335–13356.

Criss, R.E., Taylor, H.P., 1983. An $^{18}O/^{16}O$ and D/H study of Tertiary hydrothermal systems in the southern half of the Idaho batholith: Geological Society of America Bulletin, Vol. 94, 640–663.

Crowley, J.L., Schoene, B., Bowring, S.A., 2007. U–Pb dating of zircon in the Bishop Tuff at the millennial scale. Geology, Vol. 35, 1123-1126.

Cullers, R.L. and Graf, J.L. (1984) Rare Earth Elements in Igneous Rocks of the Continental Crust: Intermediate and Silicic Rocks-Ore Petrogenesis. In: Henderson, P., (Eds.), Rare Earth Element Geochemistry, Elsevier, Amsterdam, 275-316.

Dai, Z. W., Li, G. M., Yang, Z. M., Xie, Y. L., Huizenga, J. M., Liang, W., Cao, H. W., 2023. Long-lived magmatic evolution and mineralization resulted in formation of the giant

Cuonadong Sn-W-Be polymetallic deposit, southern Tibet. Ore Geology Reviews, Vol. 157, 105434.

Dallmeyer, R. D., Martínez-Catalán, J. R., Arenas, R., Ibarguchi, J. I., Gutierrez Alonso, G., Farias, P., Bastida, F., Aller, J., 1997. Diachronous Variscan tectonothermal activity in the NW Iberian Massif: evidence from $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of regional fabrics. Tectonophysics, Vol. 277, 307-337.

Dallmeyer, R. D., A. Ribeiro, and F. Marques (1991), Polyphase Variscan emplacement of exotic terranes (Morais and Bragança Massifs) onto Iberian successions: Evidence from $^{40}Ar/^{39}Ar$ mineral ages, Lithos, Vol. 27, 133–144.

Dallmeyer, R.D., and Tucker, R.D. 1993. U-Pb zircon age for the Lagoa augen gneiss, Morais Complex, Portugal: Tectonic implications: Geological Society [London] Journal, Vol. 150, 405–410.

Dallmeyer, R.D., Martinez Garcia, E., 1990. Pre-Mesozoic Geology of Iberia. 1st Edition, Springer-Verlag, Berlin, 416 pp.

Dallmeyer, R.D., Martínez-Catalán, J. R. 1997.Diachronous Variscan tectonothermal activity in theNW Iberian Massif: evidence from$^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of regional fabrics. Tectonophysics, Vol. 227, 307–337.

Davis, G. H., Structural geology of the Colorado Plateau region of southern Utah, with special emphasis on deformation bands, Geological Society of American Special Papers, Vol. 342, 157 pp.

Davis, G.H., Bump, A.P., Garcia, P.E., Ahlgren, S. 2000. Conjugate Riedel deformation band shear zones. Journal of Structural Geology, Vol. 22, 2: 169-190.

De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P., Marchal, M., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analysis – its relationships with current nomenclature. Chemical Geology, Vol. 29, (1-4): 183-210.

Debon, F., & LeFort, P., 1983. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Vol. 73, 3: 135-149.

Debon, F., Le Fort, P., 1988. A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic association: principles, method, application. Bulletin de Minéralogie, Vol. 111, 493–510.

Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1992. An Introduction to the Rock-Foröing Minerals. 2nd Edition, Prentice Hall, Harlow.

Denholm, J.L., Stepanov, A.S., Meffre, S., Bottrill, R.S., Thompson, J.M., 2021. The geochronology of Tasmanian tin deposits using LA-ICP-MS U-Pb cassiterite dating. Economic Geology, Vol.116, 6: 1387-1407.

Derré, C., Lécolle, M., Noronha, F., Roger, G., 1982. Minéralisation à Sn-W liées aux granitóides das le Nord du Portugal: importance des processus magmatiques et métassomatiques hydrothermaux. Comunicações dos Sefviços Geológicos de Portugal, 68, 191-211.

Di, H., Shao, Y.J., Chew, D., Chang-Tang, R., Zheng, H., Liang, Y., Fang, W.J., Xiong, Y.Q., 2025. Contrasting geochemistry of apatite from the Jurassic W- and Sn-mineralized granites in the Qitianling field, Nanling Range, South China, Lithos, Vol. 516–517, 108264.

Diamond, L.W., 1992. Stability of CO_2-clathrate-hydrate+CO_2 liquid+CO_2 vapour+aqueous KCl–NaCl solutions: experimental determination and application to salinity estimates of fluid inclusions. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 55, 273-280.

Diamond, L.W., 1994. Introduction to phase relations of CO_2–H_2O fluid inclusions. IN: B De Vivo, M.L Frezzotti (Eds.), Fluid Inclusions in Minerals: Methods and Applications. Short Course of the IMA Working Group 'Inclusions in Minerals', Virginia Tech, 31-158.

Diamond, L.W., 2001. Review of the systematics of CO_2–H_2O fluid inclusions. Lithos, Vol. 55, (1-4): 69-99.

Dias da Silva, Í., Pereira, M. F., Silva, J. B., 2016. Superposition relations of microfabrics in the northern hanging-wall block of the Évora Massif (Ossa-Morena Zone). Trabalho apresentado em IX Congreso Geológico de España, Huelva, 2016.

Dias, G., 2001. Fontes de granitóides Hercínicos da Zona Centro-Ibérica (Norte de Portugal): evidências isotópicas (Sr, Nd). Memórias da Academia de Ciências de Lisboa, Vol. 39, 121-143.

Dias, G., Leterrier, J., 1994. The genesis of felsic-mafc associations: a Sr and Nd isotopic study of the Hercynian Braga Granitoid Massif (Northern Portugal). Lithos, 32, 207-223.

Dias, G., Leterrier, J., Mendes, A., Simões, P. P., Bertrand, J. M., 1998. U-Pb zircon and monazite geochronology of postcollisional Hercynian granitoids from the Central Iberian Zone (Northern Portugal). Lithos, Vol. 45, 349-36.

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

Dias, J. M. A., 1987. Dinâmica sedimentar e evolução recente da plataforma continental portuguesa setentrional. Faculdade de Ciências de Lisboa, 384 pp. Tese de doutoramento.

Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J. C., 2013. Geologia de Portugal, Volume II, Geologia Meso-cenozóica de Portugal, Escolar Editora, 798 pp.

Dias, R., Ribeiro, A., 1995. The Ibero-Armorican Arc: A collision effect against an irregular continent? Tectonophysics, Vol. 246, (1-3): 113-128.

Díaz García, F., Arenas, R., Martínez Catalán, J.R., González del Tánago, J., Dunning, G. 1999. Tectonic evolution of the Careón ophiolite (north-west Spain): A remnant of oceanic lithosphere in the Variscan belt: The Journal of Geology, Vol. 107, 587–605.

Díez Fernández, R., Castiñeiras, P., Gómez Barreiro, J., 2013. Age constraints on Lower Paleozoic convection system: magmatic events in the NW Iberian Gondwana margin. Gondwana Research, Vol. 21, 1066–1079.

Díez Fernández, R., Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Abati, J. 2012. The onset of the assembly of Pangaea in NW Iberia: constraints on the kinematics of continental subduction. Gondwana Research, doi.org/10.1016/J.GR.2011.08.004.

Díez Fernández, R., Martínez Catalán, J.R., Gerdes, A., Abati, J., Arenas, R., Fernández-Suárez, J. 2010. U-Pb ages of detrital zircons from the basal allochthonous units of NW Iberia: provenance and paleoposition on the northern margin of Gondwana during the Neoproterozoic and Paleozoic. Gondwana Research, Vol. 18, 385–399.

Dolejš, D., Zajacz, Z., 2018. Halogens in Silicic Magmas and Their Hydrothermal Systems. IN: Harlov, D.E., Aranovich, L., (Eds), The Role of Halogens in Terrestrial and Extraterrestrial Geochemical Processes - Surface, Crust, and Mantle, Springer-Verlag, Berlin, 431-543.

Dolníček, Z. Kropáč, K., Uher, P., Polách, M., 2012. Mineralogical and geochemical evidence for multi-stage origin of mineral veins hosted by teschenites at Tichá, Outer Western Carpathians, Czech Republic. Geochemistry, Vol. 70, 3:267-282.

Doppler, G., Bakker, R.J., 2014. The influence of the α–β phase transition of quartz on fluid inclusions during re-equilibration experiments. Lithos, Vol. 198-199, 14-23.

Doppler, G., Bakker, R.J., 2016. Salinity and density modifications of synthetic H2OandH2O–NaCl fluid inclusions in re-equilibration experiments at constant temperature and confining pressure. Chemical Geology, Vol. 424, 73–85.

Doppler, G., Bakker, R.J., Baumgartner, M., 2013. Fluid inclusion modification by H2O and D2O diffusion: the influence of inclusion depth, size, and shape in re-equilibration experiments. Contributions to Mineralogy and Petrology, Vol. 165, 1259–1274.

Dória, A., 1999. Evolução dos fluidos associados a processos mineralizantes: aplicação à região aurífera de Vila Pouca de Aguiar. Faculdade de Ciências da Universidade do Porto, 318 pp. Tese de doutoramento.

Dória, A., Noronha, F. 1987. Dedução das condições físico-químicas de formação de filões quartzosos. O exemplo dos filões de região tungstífera Murçós-Agrochão. Provas de aptidão pedagógica e Científica. Faculdade de Ciências da Univiversidade do Porto, 84 pp.

Drivenes, K., 2022. Sn-rich tourmaline from the Land's End granite, SW England. Journal of Geosciences, Vol. 67, 2: 173 – 189.

Drivenes, K., Knies, J., Kurz, T., Margreth, A., Schonenberg, J., 2024. From High-T Hydrothermal Alteration to Near-Surface Weathering - The Alteration History of the Rolvsnes Granodiorite, W Norway. EGU General Assembly Conference Abstracts, 19351.

Du, X., Zeng, Z., Chen, Z., 2022. Volatile Characteristics of Apatite in Dacite from the Eastern Manus Basin and Their Geological Implications. Journal of Marine Sciences and Engineering, Vol. 10, 5: 698.

Dubessy, J. & Ramboz, C., 1986. The history of organic nitrogen from early diagenesis to amphibolite facies: mineralogical, chemical, mechanical and isotopic implications. 5th International Symposium on Water–Rock Interaction, Reykjavik, Iceland, August 8–17, Extended Abstracts, 170–174.

Dubessy, J., Poty, B., Ramboz, C., 1989. Advances in C-O-H-N-S fluid geochemistry based on micro-Raman spectrometry analysis of fluid inclusions. European Journal of Mineralogy, Vol.1, 4:517-534.

Dudykina, A. S., 1959. Paragenetic associations of trace elements in cassiterites of various genetic types. Moscow, Akademiya. Nauk USSR, Trudy Instituta, Geologii Rcyth Mestrazhdeniy. petrografii, mineralogii 1 Geokhimii, Vol. 28, 111-121.

Ďurišová J, Sztacho P, Dubessy J (1992) A fluid inclusion study of Au-W mineralization at Orlik near humpolec, Czechoslovakia. European Jouenal of Mineralogy, 4: 956-976.

El Bouseily, A.M., El Sokkary, A.A., 1975. The relationship between Rb, Ba and Sr in granitic rocks. Chemical geology, Vol. 16, 207-220.

Elliot D.H., Haban M.A., Siders M.A., 1986. The Exposure HillFormation, Mesa Range. In Stump, E. (Ed.), GeologicalInvestigations in Northern Victoria Land. American Geophysical Union, Washington DC, Antarctic research series, Vol. 46, 267-28.

Elliott, J.C., Wilson, R.M., Dowker, S.E.P., 2002. Apatite Structures. Copyright (c) JCPDS-International Centre for Diffraction. Advances in X-Ray Analysis, Volume 45, International Centre for Diffraction Data.

Engel, A.E.J., Clayton, R.N., Epstein, S., 1958. Variations inisotope composition of oxygen and carbon in Lead-ville Limestone (Mississippian, Colorado) and in itshydrothermal and metamorphic phases. Journal of Geology, Vol. 66, 374–393.

Ertel, W., O'Neill, H.St.C., Dingwell, D.B., Spettel, B., 1996. Solubility of tungsten in a haplobasaltic melt as a function of temperature and oxygen fugacity. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 70, 7: 1171-1180.

Ertl, A., Rossman, G.R., Hughes, J.M., London, D., Wang, Y., O'Leary, J.A., Dyar, M.D., Prowatke, S., Ludwig, T., Tillmanns, E., 2010. Tourmaline of the elbaite-schorl series from the Himalaya Mine, Mesa Grande, California, USA: A detailed investigation. American Mineralogist, Vol. 95, 24–40.

Fall, A., Rimstidt, J.D., Bodnar, R.J., 2009. The effect of fluid inclusion size on determination of homogenization temperature and density of liquid-rich aqueous inclusions. American Mineralogist, Vol. 94,1569–1579.

Farias, P., Gallastegui, G., González, L.F., Marquínez, J. 1987. Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafı´a y estructurade Galicia Central. Faculdade de

Ciências do Porto. Memórias do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico, Vol. 1, 411– 431.

Farley, K.A., Stockli, D.F., 2002. (U-Th)/He Dating of Phosphates: Apatite, Monazite, and Xenotime. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, Vol. 48, 1: 559–577.

Faure, G., & Mensing, T.M., 2005. Isotopes - Principles and Applications. John Wiley & Sons, Hoboken. ISBN: 978-0-471-38437-3.

Faure, G., 1977. Principles of isotope geology. John Wiley & Sons, New York, NY, USA.ISBN: 047125665X, 9780471256656, 464 pp.

Ferreira, M.R.P. 1964. Geologia e petrologia da região de Rebordelo-Vinhais. Memórias e Notícias, Publicações do Museu e Laboratório de Geologia da Universidade de Coimbra, Vol. 58, 282 pp.

Ferreira, M.R.P. 1982. A magmatic arc in the iberian segment of the hercynian chain: I. The Northwest-Southeast lineament between Oporto (Portugal) and Zarza la Mayor (Spain), Memórias e Noticias, Publicações do Museu e Laboratório de Geologia da Universidade de Coimbra, Vol. 94, 31-50.

Ferreira, N., Iglesias, M., Noronha, F., Pereira, E., Ribeiro, A., Ribeiro, M.L., 1987 Granitoides da Zona Centro Ibérica e seu enquadramento geodinâmico. IN: Bea, F., Carnicero, A., Gonzalo, J., Lopez Plaza, M., Rodriguez Alonso, M., (Eds.), Geologia de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hesperico, Editorial Rueda, Madrid (Libro de Homenaje a García de Figuerola LC), 37–51.

Finger, F., & Schiller, D., 2012. Lead contents of S-type granites and their petrogenetic significance. Contributions to Mineralogy and Petrology, Vol. 164, 5: 747-755.

Foit, F. F., Rosenberg, P. E., 1977. Coupled substitutions in the tourmaline group. Contributions to Mineralogy and Petrology, Vol. 62, 109-127.

Foit, F.F., Rosenberg, P.E., 1979. The structure of vanadium-bearing tourmaline and its implications regarding tourmaline solid solutions. American Mineralogist, Vol. 64, 788-798.

Foley, S., Tiepolo, M. & Vannucci, R., 2002. Growth of early continental crust controlled by melting of amphibolite in subduction zones, Nature, Vol. 417, 837–840.

Foley, S.F., 2011. A reappraisal of redox melting in the Earth's mantle as a function of tectonic setting and time. Journal of Petrology, Vol. 52, (7-8): 1363-1391.

Förster, H.J., Tischendorf, G., Trumbull, R. B. & Gottesmann, B., 1999. Late-collisional granites in the Variscan Erzgebirge (Germany). Journal of Petrology, Vol. 40, 1613–1645.

Fortier, S., Donnay, G., 1975. Schorl refinement showing composition dependence of the tourmaline structure. The Canadian Mineralogist, Vol. 13, 2: 173–177.

Foster, R.P., 1977. Solubility of scheelite in hydrothermal chloride solutions. Chemical Geology, Vol. 20, 27-43.

Frezzotti, M.L., Touret, J.L.R., 2014. CO_2, carbonate-rich melts, and brines in the mantle. Geoscience Frontiers, Vol. 5, 5: 697-710.

Frondel, C., Biedl, A., Ito, J., 1966. New type of ferric iron tourmaline. American Mineralogist, Vol. 51, (9-10): 1501–1505.

Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., Frost, C.D., 2001. A Geochemical Classification for Granitic Rocks. Journal of Petrology, Vol. 42, 11: 2033-2048.

Fu, D., Huang, B., Peng, S., Kusky, T.M., 2014. Geochronology and geochemistry of late Carboniferous volcanic rocks from northern Inner Mongolia, North China: Petrogenesis and tectonic implications. Gondwana Research, Vol.36, 545–560.

Fu, Y., Sun, X., Zhou, H., Lin, H., Jiang, L., Yang, T., 2017. In-situ LA-ICP-MS trace elements analysis of scheelites from the giant Beiya gold–polymetallic deposit in Yunnan Province, Southwest China and its metallogenic implications. Ore Geology Reviews, Vol. 80, 828–837.

Gadas, P., Novák, M., Staněk, J., Filip, J., Vašinová Galiová, M., 2012. Compositional Evolution of Zoned Tourmaline Crystals from Pockets in Common Pegmatites of the Moldanubian Zone, Czech Republic. The Canadian Mineralogist, Vol. 50, 4: 895–912.

García Garzón, J., de Pablo Maciá, J.G., Llamas Borrajo, J.F., 1981. Edades absolutas obtenidas mediante el método Rb/Sr en dos cuerpos de ortoneises en Galicia Occidental: Boletín Geológico y Minero, Vol.92, 463–466.

Gárzon, J., De Pablo Maci, J.G., Llamas Borrajo, J.F., 1981. Edades absolutas obtenidas mediante el m6todo Rb-Sr de dos cuerpos de ortogneises en Galicia occidental. Boletin Geologico y Minero, 92, 6: 463-466.

Ghaderi, M., Palin, J.M., Campbell, I.H., Sylvester, P.J., 1999. Rare Earth Element Systematics in Scheelite from Hydrothermal Gold Deposits in the Kalgoorlie-Norseman Region, Western Australia. Economic Geology, Vol. 94, 423-438.

Gil Ibarguchi, J.I., Dallmeyer, R.D., 1991. Hercynian blueschist metamorphism in North Portugal: tectonothermal implications. Metamorphic Geology, Vol.9, 5: 539-549.

Giuliani, G., Cheilletz, A., Zimmermann, J., 1989. The emplacement, geochemistry and petrogenesis of two central Morocco Hercynian granites. Geotectonic implications. Journal of African Earth Sciences, Vol.9, 617-629.

Goldfarb, R.J., Baker, T., Dubé, B., Groves, D.I., Hart, C.J.R., Robert, F., Gosselin, P., 2005. World distribution, productivity, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terranes. Economic Geology 100Anniv., Vol.407–450.

Gomes, M.E.P. 2000. Stanniferous quartz veins and quartz veins with scheelite and cassiterite from the Rebordelo-Ervedosa-Agrochão Region, Northeastern Portugal: Mineralogical and geochemical characteristics. Cadernos de Laboratorio Xeolóxico de Laxe, Coruña, Vol. 25, 243-244.

Gomes, M.E.P., Antunes, I.M.H.R., Neiva, A.M.R., Teixeira, R.J.S., Santos, A. 2011. Geoquímica dos minerais dos filões W> Sn e das águas das antigas minas de Murçós (NE de Portugal). VIII Congresso Ibérico de Geoquímica, Castelo Branco, 24-28 Setembro, 2011, 111-116.

Gomes, M.E.P., Neiva, A.M.R. 2001. Diferentes tipos de granitos e seus processos petrogenéticos: granitos hercínicos portugueses. Memórias da Academia de Ciências de Lisboa, Tomo XXXIX, 44 pp.

Gomes, M.E.P., Neiva, A.M.R. 2005. Geochemistry of granitoids and their minerals from Rebordelo–Agrochao area, northern Portugal, Lithos, Vol. 81, (1-4): 235-254.

Gomes, P. 1996. Mineralogia, petrologia e geoquímica das rochas granitóides da área de Rebordelo-Bouça-Torre de D. Chama-Agrochão e as mineralizações associadas. Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro. 323 pp. Tese de doutoramento.

Goncharov, G. N., Filatov, S. K., 1971. The typical structural features of cassiterite from Sherlovaya Gora. Geochemistry International, Vol. 8, 268–275.

Gorelikova, N.V., Perfil'yev, Y.D., Bubeshkin, A.M., 1978. Mössbauer data on distribution of Fe ions in tourmaline. International Geology Review, Vol. 20, 982-990.

Govindarao, B., Pruseth, K.L., Mishra, B. 2018. Sulfide partial melting and chalcopyrite disease: An experimental study. American Mineralogist, Vol 103, 8:1200–1207.

Gregory, C.J., Rubatto, D., Allen, C.M., Williams, I.S., Hermann, J., Ireland, T., 2007. Allanite micro-geochronology: A LA-ICP-MS and SHRIMP U–Th–Pb study. Chemical Geology, Vol. 245, 162–182.

Grzela, D., Beaudoin, G., Bedard, E., 2019. Tourmaline, scheelite, and magnetite compositions from orogenic gold deposits and glacial sediments of the Val-d'Or district (Quebec, Canada): implications to mineral exploration. Journal of Geochemical Exploration, Vol. 206, 106355.

Gulson, B.L., Jones, M.T., 1992. Cassiterite: potential for direct dating of mineral deposits and a precise age for the Bushveld complex granites. Geology, Vol. 20, 355-358.

Gumiel, M., 1981. Mineralizations of tungsten and tin in the Iberian Variscan Massif. Boletín Geológico y Minero, Vol. 92, 67–85.

Guo, J., Li, Z., Nie, J., Huang, Z., Wang, J., Lai, C.-K., 2018. Genesis of Pb–Zn Mineralization Beneath the Xiangshan Uranium Orefield, South China: Constraints from H–O–S–Pb Isotopes and Rb–Sr Dating. Resource Geology, Vol. 68, 3: 275-286.

Gutiérrez-Alonso, G., Fernández-Suárez, J., Jeffries, T.E., Johnston, S.T., Pastor-Galán, D., Murphy, J.B., Franco, M.P., and Gonzalo, J.C., 2011. Diachronous post-orogenic magmatism within a developing orocline in Iberia, European Variscides: Tectonics, Vol. 30, 1–17.

Hall, A., 1990. Geochemistry of the cornubian tin province. Mineral. Deposita, Vol. 25, 1-6.

Halter, W.E., William-Jones, A.E., Kontak, D.J., 1998. Modeling fluid–rock interaction during greisenization at the East Kemptville tin deposit: implications for mineralization. Chemical Geology, Vol. 150, (1-2): 1-17.

Halter, W.E., Williams-Jones, A.E., Kontak, D.J., 1996. The role of greisenization in cassiterite precipitation at the East Kemptville tin deposit, Nova Scotia. Economic Geology, doi.org/10.2113/gsecongeo.91.2.368.

Han, J., Chen, H., Hong, W., Hollings, P., Chu, G., Zhang, L., Sun, S., 2020. Texture and geochemistry of multi-stage hydrothermal scheelite in the Tongshankou porphyry-skarn

Cu-Mo(-W) deposit, eastern China: Implications for ore-forming process and fluid metasomatism. American Mineralogist, Vol. 105, 6: 945-954.

Han, R., Liu, W., Xu, Z., 2023. The constraint of soil Zn isotope compositions by diverse land utilizations: Evidence from geochemical fingerprint in a typical karst area. CATENA, Vol. 240, 108005. doi.org/10.1016/j.catena.2024.108005.

Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O., 2003. Zircon. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, Vol. 153. Washington, DC: The Mineralogical Society of America.

Hanson, G.N. 1980. Rare Earth Elements in petrogenetic studies of igneous systems. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, Vol. 8, 371.

Harlaux, M., Marignac, C., Carr, P.A., Mercadier, J., Ballouard, C., Jegal, Y., Kouzmanov, K., Foucad, Y., Camacho, A., Cauzid, J., 2024. Polyphase W-Sn mineralization and rare metal magmatism in relation to the late-Variscan tectono-metamorphic evolution of the southeastern French Massif Central. Mineralium Deposita, 10.1007/s00126-023-01197-5hal-04288010.

Harlaux, M., Romer, R. L., Mercadier, J., Morlot, C., Marignac, C., Cuney, M. 2018. 40 Ma of hydrothermal W mineralization during the Variscan orogenic evolution of the French Massif Central revealed by U–Pb dating of wolframite. Mineralium Deposita, Vol. 53, 1: 21–51.

Harris, N.B.W., Pearce, J.A., Tindle, A.G., 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. Geological Society, London, Special Publications, Vol. 19, 67-81.

Harrison, T.M., Catlos, E.J., Montel, J.M., 2002. U-Th-Pb Dating of Phosphate Minerals. IN: J.M. Hughes, M.J. Kohn, J.Rakovan (Eds.), Phosphates: Geochemical, Geobiological, and Materials Importance Chapter 14: Mineralogical Society of America Editors, 524-558.

Harrison, T.M., Watson, E.B., 1984. The behavior of apatite during crustal anatexis: Equilibrium and kinetic considerations. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 48, 7: 1467-1477.

Haupt, C., Krause, J., Schulz, B., Götze, J., 2024. New insights on the formation of the polymetamorphic Felbertal tungsten deposit (Austria, Eastern Alps) revealed by CL, EPMA, and LA-ICP-MS investigation. Mineralium Deposita, Vol. 60, 4:631-652.

Hawthorne, F.C., Henry, D.J., 1999. Classification of the minerals of the tourmaline group. European Journal of Mineralogy, Vol. 11, 201–215.

Heaman, L., Parrish, R., 1991. U-Pb geochronology of accessory minerals. IN; Heaman, L., Ludden, J.N., (Eds.), Short Course Handbook on application of radiogenic isotope systems to problems in Geology, Mineralogical Association ofCanada, Nepean, Ontario, 59–102.

Hedenquist, J., Arribas, A., Gonzalez-Urien, E., 2000. Exploration for Epithermal Gold Deposits. SEG Reviews, Vol. 15, 245-277.

Hedenquist, J.W., Lowenstern, J.B. 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. Nature, Vol. 370, 519–527.

Heinrich, C.A., 1990. The chemistry of hydrothermal tin (-tungsten) ore deposition. Economic Geology, Vol. 85, 457-481.

Heinrich, C.A., Candela, P-A., 2005. Fluids and Ore Formation in the Earth's Crust. Treatise on Geochemistry, 2nd Edition, Vol. 13, 1-28.

Henley, R. W., Truesdell, A. H., Barton, P. B. Jr., Whitney, J. A. (Eds.), 1984. Fluid-Mineral Equilibria in Hydrothermal Systems. Reviews in Economic Geology, Vol. 1. Society of Economic Geologists, 267 pp.

Henry, D.J., Dutrow, B.L., 2011. The incorporation of fluorine in tourmaline: internal crystallographic controls or external environmental influences? The Canadian Mineralogist, Vol. 49, 41–56.

Henry, D.J., Guidotti, C.V., 1985. Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral - An example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine. American Mineralogist, Vol. 70, 1-15.

Henry, D.J., Novák, M., Hawthorne, F.C., Ertl, A., 2011. Nomenclature of the tourmaline-supergroup minerals. American Mineralogist, Vol. 96, (5-6):895-913.

Hermon, E., Simkin, D.J., Donnay, G., and Muir, W.B., 1973. The distribution of $Fe^{2+}$and Fe^{3+}in iron-bearing tourmalines: A Mössbauer study. Tscher-maks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, Vol. 19, 124–132.

Higgins, N.C., 1980. Fluid inclusion evidence for the transport of tungsten by carbonate complexes in hydrothermal solutions. Canadian Journal of Earth Sciences, Vol. 17, 7: 823-830. doi.org/10.1139/e80-082.

Hoefs, J., 2018. Stable Isotope Geochemistry (8th ed.). Springer International Publishing, Cham, Switzerland. DOI: 10.1007/978-3-319-78527-1.

Hollister, L.S., Burruss, R.C., 1976. Phase equilibria in fluid inclusions from the Khtada Lake metamorphic complex. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 40, 2: 163-175.

Hoskin, P.W.O., Schaltegger, U., 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, Vol. 53: 27 62.

Hosking, K.F.G., 1982. The Nature and Significance of the Pleochroism of the Cassiterites of the Southeast Asian Tin Belt. Conference Paper - Ore Genesis, 753–759.

Hsu, L.C., Galli, P.E., 1973. Origin of the Scheelite-Powellite Series of Minerals. Economic Geology, Vol. 68, 5: 681–696.

Hu, G.L., Jiang, H., Jiang, J., Hu, D.P., Niu, C.L., 2008. An analysis of the ore-controlling factors of Deqin Yangla copper ore district in Yunnan and its ore-hunting prospect. Metal Mine, Vol. 28, 87–89.

Hu, Z., Gao, S., 2008. Upper crustal abundances of trace elements: A revision and update. Chemical Geology, Vol. 253, (3–4): 205-221.

Huff, T.A., Nabelek, P.I., 2007. Production of carbonic fluids during metamorphism of graphitic pelites in a collisional orogen—An assessment from fluid inclusions. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol.71, 20: 4997-5015.

Hurai, V., Janák, M., Thomas, R., 2010. Fluid-assisted retrogression of garnet and P–T history of metapelites from HP/UHP metamorphic terrane (Pohorje Mountains, Eastern Alps). Contributions to Mineralogy and Petrology, Vol. 160, 2: 203-218.

Huston, D.L., Trumbull, R.B., Beaudoin, G., Ireland, T., 2023). Light Stable Isotopes (H, B, C, O and S) in Ore Studies—Methods, Theory, Applications and Uncertainties. In: Huston, D., Gutzmer, J. (eds) Isotopes in Economic Geology, Metallogenesis and Exploration. Mineral Resource Reviews. Springer, Cham. doi.org/10.1007/978-3-031-27897-6_8.

Iglésias, M., Choukrone, P. 1980. Shear zones in the Iberian arc. Journal of Structural Geology, Vol.2, 63-68.

Iglésias, M., Ribeiro, A. 1981. Zones de cisaillement ductile dans l'arc ibéro-armoricain. Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal, Vol. 67, 85-87.

Iglésias, M., Ribeiro, M.L., Ribeiro, A. 1983. La interpretacion aloctonista de la estructura del Noroeste Peninsular. In: Libro Jubilar, J.M. Rios (Eds), Geologia de España I, I.G.M.E, 546-467.

Inger, S., & Harris, N., 1993. Geochemical Constraints on Leucogranite Magmatism in the Langtang Valley, Nepal Himalaya. Journal of Petrology, Vol. 34, 2: 345-368. doi.org/10.1093/petrology/34.2.345.

Inverno, C., Ribeiro, M.L., 1980. Fraturação e cortejo filoneano nas minas de Argemela (Fundão). Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal, Vol.66, 185-193.

Irber, W., 1999. The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 63, (3-4): 489-508.

Ishihara, S., 1977. The Magnetite-series and Ilmenite-series Granitic Rocks. Mining Geology, Vol. 27, 145: 293-305.

Ishihara, S., 1977. The Magnetite-series and Ilmenite-series Granitic Rocks. Mining geology, Vol. 27, 293-305.

Ishihara, S., 1981. The granitoid series and mineralization. Economic Geology, Vol. 27, vol. 75º Aniversary, 458-484.

Iveson, A. A., Webster, J. D., Rowe, M. C., Neill, O. K., 2019. Fluid-melt trace-element partitioning behaviour between evolved melts and aqueous fluids: Experimental constraints on the magmatic-hydrothermal transport of metals. Chemical Geology, Vol. 516, 18–41.

Jackson, K.J. Helgeson, H.C., 1985. Chemical and thermodynamic constraints on the hydrothermal transport and deposition of tin: I. Calculation of the solubility of cassiterite at high pressures and temperatures. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 49, 1: 1-22.

Jiang, S.Y., Yu, J.M., Lu, J.J., 2004. Trace and rare-earth element geochemistry in tourmaline and cassiterite from the 939 Yunlong tin deposit, Yunnan, China: Implication for migmatitic-hydrothermal fluid evolution and ore genesis. Chemical Geology, Vol. 209, 193-213.

Julivert, M., Fontboté, J.M., Ribeiro, A., Conde, L.E.N., 1974. Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares, escala 1:1000000, Instituto Geológico y Mineiro de España, 113 pp.

Julivert, M., Martínez, J. e Ribeiro, A., 1980. The Iberian segment of the European Hercynian foldbelt. In: Géologie de l'Europe du Précambrien aux bassins sédimentaires

post-hercyniens. XXVI Congrés Géologique International – Coloque C6, Cogné, J., Slansky, M. (Coords.), 132-158. Bureau de Recherch es Géologiques et Miniéres.

Jung, S., & Pfänder, J.A., 2007. Source composition and melting temperatures of orogenic granitoids: constraints from CaO/Na2O, Al2O3/TiO2 and accessory mineral saturation thermometry. European Journal of Mineralogy, Vol.19, 6: 859-870.

Jung, S., Hoernes, S., Masberg, P., Hoffer, E., 1999. The petrogen- 108esis of some migmatites and granites (Central Damara orogen, Namibia): Evidence for disequilibrium melting, wall-rock con- 110tamination and crystal fractionation. Journao of Petrology, Vol. 40, 1241-1269.

Jung, S., Kröner, A., Hauff, F., Masberg, P., 2015. Petrogenesis of synorogenic diorite-granodiorite-granite complexes in the Damara Belt, Namibia: Constraints from U-Pb zircon ages and Sr-Nd-Pb isotopes. Journal of African Earth Sciences, Vol. 101, 253–265.

Kan, J., Qin, K., Wang, L., Hui, K., Han, R., 2023. The influence of fluid-exsolving depth on mineralization quality: evidence from biotite and zircon mineralogy and fluid inclusions from the 460 Gaodi porphyry Mo-Cu deposit, NE China. Minerals, Vol. 13, 5: 699.

Katz, Y., Weinberger, R., Aydin, A., 2004. Geometry and kinematic evolution of Riedel shear structures, Capitol Reef National Park, Utah. Journal of Structural Geology, Vol. 26, 491-501.

Kelly, W., & Rye, R.O., 1979. Geologic, fluid inclusions and stable isotope studies of the tin-tungsten deposits of Panasqueira, Portugal. Economic Geology, Vol. 74, 1721-1822.

Kendall-Langley, L., Kemp, A., Grigson, J., Hammerli, J., 2019. U-Pb and reconnaissance Lu-Hf isotope analysis of cassiterite and columbite group minerals from Archean Li-Cs-Ta type pegmatites of Western Australia. Lithos, Vol. 352-353.

Keppler, H., 1993. Influence of fluorine on the enrichment of high field strength trace elements in granitic rocks. Contribibuitions for Mineralogy and Petrology, Vol. 114, 479-488.

Keppler, H., Wyllie, P.J., 1991. Role of fluids in transport and fractionation of uranium and thorium in magmatic processes, Nature, Vol. 348, 531–533.

Kerr, M. J., Hanley, J. J., Kontak, D. J., Ramlochund, P., Zajacz, Z., 2024. Auriferous fluid evolution and the role of carbonaceous matter in a saddle-reef gold deposit: Dufferin

deposit, Meguma terrane, Nova Scotia, Canada. Geochemistry, Geophysics, Geosystems (G-Cubed), Vol. 25, 12, e2024GC011861.

Kesler, S., Vennemann, T., Vazquez, R., Stenger, D.P., Frederickson, G.C., 1995. Application of large-scale oxygen isotope haloes to exploration for chimney-manto Pb-Zn-Cu-Ag deposits: Geology and ore deposits of the American Cordillera: Geological Society of Nevada Conference, Reno/Sparks, 1995, Proceedings, 1383–1396.

Kirkland, C. L., Wingate, M. T. D., Hollis, J., Phillips, C., 2014. Pelite schist, Tanami Road; Geochronology Record 1244. Geological Survey of Western Australia, 6 pp.

Kirstein, L.A., Davies, G.R., Heeremans, M., 2006. The petrogenesis of Carboniferous–Permian dyke and sill intrusions across northern Europe. Contributions to Mineralogy and Petrology, Vol. 152, 6: 721-742.

Klyukin, Y. I., Lecumberri-Sanchez, P., Steele-MacInnis, M., Bodnar, R. J., 2019. Fluid inclusion phase ratios, compositions and densities, from ambient temperature to homogenization, based on PVTX properties of H_2O–NaCl. Earth-Science Reviews, Vol. 198, 102924.

Knight, C. L., Bodnar, R. J., 1989. Synthetic fluid inclusions: IX. Critical PVTX properties of NaCl–H_2O solutions. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 53, 1: 3–8.

Kojima, S., Nagase, T., Inoue, T. 1995. A coprecipitation experimente on the chalcopyrite disease involving Fe-bearing spharelite. Journal of Mineralogy, Petrology and Economic Geology, Vol. 90, 261-267.

Kooi, M. E., Schouten, J. A. & Kerkhoff, A. M. V. D. 1998. The system CO2-N2 at high pressures and applications to fluid inclusions. Geochimica and Cosmochimica Acta, Vol. 62, 16: 2837–2843.

Korges, M., Weis, P., Lüders, V., Laurent, O., 2020. Sequential evolution of Sn–Zn–In mineralization at the skarn-hosted Hämmerlein deposit, Erzgebirge, Germany, from fluid inclusions in ore and gangue minerals. Mineralium Deposita, Vol. 55, 937–952.

Korovushkin, V.V., Kuzmin, V.I., Belov, V.F.,1979. Mössbauer studies of structural features in tourmalines of various genesis. Physics and Chemistry of Minerals, Vol. 4, 209-220.

Kotowski, J., Nejbert, K., Olszewska-Nejbert, D., 2020. Tourmalines as a Tool in Provenance Studies of Terrigenous Material in Extra-Carpathian Albian (Uppermost

Lower Cretaceous) Sands of Miechów Synclinorium, Southern Poland. Minerals, Vol. 10, 10: 917.

Kroner, U., Romer, R.L., 2013. Two plates — Many subduction zones: The Variscan orogeny reconsidered. Gondwana Research, Vol. 24, 1: 298-329.

Kuijper, R.P., Priem, H.N.A., den Tex, E., 1982. Late Ar- chean-Early Proterozoic source ages of zircons in rocks from the Paleozoic orogen of Western Galicia, NW Spain. Precambrian Research, Vol. 19, 1-29.

Kwak, T.A.P., 1987. W-Sn Skarn Deposits and Related Metamorphic Skarns and Granitoids, 1-451, Kwak, T.A.P (Eds.), Department of Geology, La Trobe University, Bundoora, Victoria 3083, Australia.

Lancelot, J.R. and Allegret, A., 1982. Radiochronologie U- Pb de l'orthogneiss alcalin de Pedroso (Altro Alentejo, Portugal) et 6volution ante-hercynienne de l'Europe occidentale. Neues Jahrb. Mineral., Monatsh., Vol. 9, 385-394.

Launay, G., Sizaret, S., Lach, P., Melleton, J., Gloaguen, E., Poujol, M., 2021. Genetic relationship between greisenization and Sn-W mineralizations in vein and greisen deposits: Insights from the Panasqueira deposit (Portugal). Bulletin de la Société Géologique de France, Vol. 192, 1: 2.

Lécolle, M., Derré, C., Noronha, F., Roger, G. 1981. Distribuition des concentrations de Sn-W dans le Nord du Trás-os-Montes (Portugal): typologies gîtologiques et mineralógiques. IN: Raport final-ATP du CNRS “Formation et distribuition des gisements-1978”, decision d’aide nº3548, 19 pp.

Lecumberri-Sanchez, P., Bodnar, R.J., 2018. Halogen Geochemistry of Ore Deposits: Contributions Towards Understanding Sources and Processes. IN: The Role of Halogens in Terrestrial and Extraterrestrial Geochemical Processes - Surface, Crust, and Mantle, Springer-Verlag, Berlin, , 261–305.

Lecumberri-Sánchez, P., López-Moro, F. J., González-Aguado, M. T., Tornos, F., Chicharro, E., 2017. Fluid inclusion and mineralogical study of magmatic-hydrothermal deposits in the Iberian Variscan Belt. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, Vol. 18, 2951–2968.

Lecumberri-Sanchez, P., Luo, M., Steele-MacInnis, M. J., Runyon, S. E., Sublett, D. M., Klyukin, Y. I., Bodnar, R. J., 2020. Synthetic fluid inclusions XXII: Properties of H_2O–NaCl ± KCl fluid inclusions trapped under vapor- and salt-saturated conditions with

emphasis on the effect of KCl on phase equilibria. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 272, 78–92.

Legros, H., Harlaux, M., Mercadier, J., Romer, R.L., Poujol, M., Camacho, A., Marignac, C., Cuney, M., Wang, R.C., Charles, N., Lespinasse, M.Y., 2020. The world-class Nanling metallogenic belt (Jiangxi, China): W and Sn deposition at 160 Ma followed by 30 m.y. of hydrothermal metal redistribution. Ore Geology Reviews, Vol. 117, 986 103302.

Lehmann, B., 1982. Metallogeny of tin: Magmatic differentiation versus geochemical heritage. Economic Geology, Vol. 77, 1: 50–59.

Lehmann, B., 1987. Tin granites, geochemical heritage, magmatic differentiation. Geologische Rundschau, Vol. 76, 1: 177–185.

Lehmann, B., 1990. Metallogeny of tin. Lecture notes in earth sciences, Vol. 32, Springer-Velag, 211 pp.

Lehmann, B., 2021. Formation of tin ore deposits: A reassessment. Lithos, Vol. 402–403, 105756.

Lehmann, B., Zoheir, B., Neymark, L., Zeh, A., Emam, A., Radwan, A., Zhang, R., Moscati, R., 2020. Monazite and cassiterite U-Pb dating of the Abu Dabbab rare-metal granite, Egypt: Late Cryogenian metalliferous granite magmatism in the Arabian-Nubian Shield, Gondwana Research, Vol. 84, 71-80.

Lehmann, M. F. 2003. Modelling nitrogen and oxygen isotope fractionation during denitrification in a lacustrine redox-transition zone. Geochimica ann Cosmochimica Acta. Vol. 67,14: 2529–2542.

Leroy, J., Cathelineau, M., 1982. Les minéraux phillíteux dans le gisements hydrothermaux d'uranium. I. Cristallochimie des miscas hérités et néoformés. Bulletin Mineralogique, Vol. 105, 99-109.

Leube, A., Stumpfl, E. F., 1963. The Rooiberg and Leeuwpoort tin mines, Transvaal, South Africa. Economic Geology, Vol. 58, 3: 391–418.

Li, C.-Y., Zhang, R.-Q., Ding, X., Ling, M.-X., Fan, W.-M., Sun, W.-D., 2016. Dating cassiterite using laser ablation ICP-MS. Ore Geology Reviews, Vol. 72, 313–322.

Li, J.D.; Li, X.F.; Xiao, R. Multiple-Stage tungsten mineralization in the Silurian Jiepai W skarn deposit, South China: Insights from cathodoluminescence images, trace elements, and fluid inclusions of scheelite. Journal of Asian Earth Sciences, Vol. 181, 1–22.

Li, Q., Sun, X., Deng, J., Ge, Y., Zheng, X., Hollings, P., 2022. Reconstructing volatile evolution in melts using zircon-hosted apatite inclusions: Implications for the use of apatite as a fertility indicator. American Mineralogist, Vol. 110, 9: 1361-1381.

Li, X., Wang, X., Ge, W., Quan, H.-Y., Shi, R., Liu, Z., Zhao, J., Qin, K., 2023. Fluid evolution and ore genesis of the Weilasituo Li-Sn-Cu-Zn polymetallic deposit in Inner Mongolia: Evidence from fluid inclusion and C–H–O–Li isotopes. Ore Geology Reviews, Vol. 159, 105750.

Li, Y., He, S., Zhang, R-Q., Bi, X-W., Feng, L-J., Tang, G-Q., Wang, W-Z., Huang, F., Li, X-H., 2022. Cassiterite oxygen isotopes in magmatic-hydrothermal systems: in situ microanalysis, fractionation factor, and applications. Mineralium Deposita, Vol. 57, 643-661.

Liao, W.Z., Lin, A.T., Liu, J.N., Wangg, Y., 2014. Heat flow in the rifted continental margin of the south China sea near Taiwan and its tectonic implications. Journal of Asian Earth Sciences, Vol. 92, 233-244.

Liebenberg, W.R., 1955, The occurrence and origin of gold and radioactive minerals in the Witwatersrand System, the Dominion Reef, th eVentersdorp Contact Reef and the Black Reef. South African Journal of Geology, Vol. 58, 1; 7-15.

Linnen, R.L., Keppler, H., 1997. Columbite solubility in granitic melts: Consequences for the enrichment and fractionation of Nb and Ta in the Earth's crust. Contributions to Mineralogy and Petrology, Vol. 28, 2: 213-227.

Linnen, R.L., Keppler, H., 1997. Columbite solubility in granitic melts: consequences for the enrichment and fractionation of Nb and Ta in the Earth's crust. Contributions to Mineralogy and Petrology, Vol. 128, 213-227.

Linnen, R.L., Pichavant, M., Holtz, F., 1996. The combined effects of fO2 and melt composition on SnO2 solubility and tin diffusivity in haplogranitic melts. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 60, 24: 4965-4976.

Linnen, R.L., Pichavant, M., Holtz, F., Burgess, S., 1995. The effect of $fO2$ on the solubility, diffusion, and speciation of tin in haplogranitic melt at 850°C and 2 kbar. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 59, 8: 1579-1588.

Linnen, R.L., Pichavant, M., Holtz, F., Burgess, S., 1995. The effect of fO_2 on the solubility, diffusion, and speciation of tin in haplogranitic melt at 850 C and 2 kbar. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 59, 1579-1588.

Linnen, R.L., Samson, I.M., Williams-Jones, A.E., Chakhmouradian, A.R., 2014. Geochemistry of the Rare-Earth Element, Nb, Ta, Hf, and Zr Deposits. Treatise on Geochemistry (Second Edition), Vol.13, 543-568.

Liu, B., Wu, J.H., Li, H., Wu, Q.H., Evans, N.J., Kong, H., Xi, X.S., 2020. Geochronology, geochemistry and petrogenesis of the Dengfuxian lamprophyres: Implications for the early Cretaceous tectonic evolution of the South China Block. Geochemistry, Vol. 80, 2, 125598. doi.org/10.1016/j.chemer.2020.125598.

Liu, H., Xue, Y.Y., Geldmacher, J., Hoernle, K., Wiechert, U., An, S., Gu, H.O., Sun, H., Tian, F., Li, X., Wang, K., Zhu, H., Su, W.D., 2024. Potassium isotope evidence for subducted upper and lower oceanic crust in ocean island basalt sources. Earth and Planetary Science Letters, Vol. 646, 119015.

Liu, Y., Jing, Y., Zhao, W., 2023. Distribution of rare earth elements and implication for Ce anomalies in the clay-sized minerals of deep-sea sediment, western Pacific Ocean. Applied Clay Sciencies, Vol. 235, 106876.

London, D., 2014. A petrologic assessment of internal zonation in granitic pegmatites. Lithos, Vol.184, 74-104.

London, D., Manning, D.A.C. 1995. Chemical variation and significance of tourmaline from Southwest England. Economic Geology, Vol. 90, 3: 495–519.

London, D., Wolf, M.B., Morgan, G.B., Gallego Garrido, M., 1999. Experimental silicate–phosphate equilibria in peraluminous granitic magmas, with a case study of the Alburquerque batholith at Tres Arroyos, Badajoz, Spain. Journal of Petrology, Vol. 40, 1: 215-240.

López-Moro, F. J., Díez-Montes, A., Timón-Sánchez, S. M., Llorens-González, T., & Sánchez-García, T., 2024. Peraluminous Rare Metal Granites in Iberia: Geochemical, Mineralogical, Geothermobarometric, and Petrogenetic Constraints. Minerals, Vol. 14, 3: 249.

Lotze, F., 1945. Zur Gliederung der Varisziden der IberischenMeseta. – Geotekt. Forsch., Vol. 6, 78–92, Stuttgart.

Lu, Q., Sun, X., Li, D., Fu, Y., Zhou, F., Liang, Y., Lin, X., Lao, Y., 2022. Fluid inclusion microthermometry and C-H-O-He-Ar isotopes of the Zartorosht gold deposit, SE Iran: Implications for ore-fluid nature and metallogenesis. Ore Geology Reviews, Vol. 140, 104600.

Lussier, A.J., Ball, N.A., Hawthorne, F.C., Henry, D.J., 2016. Maruyamaite, $K(MgAl_2)(Al_5Mg)Si_6O_{18}(BO_3)^3(OH)^3O$, a potassium-dominant tourmaline from the ultrahigh-pressure Kokchetav massif, northern Kazakhstan: Description and crystal structure. American Mineralogist, Vol. 101, 2: 355-361.

M.E.P., Gomes, Neiva, A.M.R., 2010. Petrologia e geoquímica dos granitóides de Rebordelo-Murçós-Torre de D.Chama e implicações metalogenéticas para Sn e W. IN: Ciências Geológicas – Ensino e Investigação e sua história, Vol. 1, Cap. II, 225-235.

Ma, y., Jiang, S.Y., Frimmel, H.E., 2025. Genesis of the large Hebaoshan gold deposit, Southeast China: Constraints from in situ U-Pb dating of hydrothermal apatite and monazite and geochemistry of pyrite and carbonates. GSA Bulletin, Vol. 137, (9-10): 4061–4081.

MacKenzie, D.J., Craw, D., 1993. Structural control of goldscheelite mineralisation in a major normal fault system, Barewood, eastern Otago, New Zealand, New Zealand Journal of Geology and Geophysics, Vol. 36, 4: 437-445.

Maneglia, N., Beaudoin, G., Simard, M., 2017. Indicator minerals of the Meliadine orogenic gold deposits, Nunavut (Canada), and application to till surveys. Geochemical Exploration Environment Anal, Vol.18, 241-251.

Mangas, J., Arribas, A., 1987. Hydrothermal fluid evolution of the Sn-W mineralization in the Parrilla ore deposit (Caceres, Spain). Journal of the Geological Society, Vol. 145, 147 – 155.

Manning, D.A.C., 1991. Chemical variation in tourmalines from southwest England. Proceedings of the Usher Society, Vol. 7, 327-332.

Manning, D.A.C., Henderson, P., 1984. The behaviour of tungsten in granitic melt-vapour systems, Contr. Mineral. Petrology, 86, 286-293.

Mao, J.W., Cheng, Y.B., Chen, M.H., Franco, P., 2013. Major types and time-space distribution of Mesozoic ore deposits in South China and their geodynamic settings. Miner Deposita, Vol. 48:267–294.

Mao, M., Rukhlov, A.S., Rowins, S., Spwnce, J., 2016. Apatite Trace Element Compositions: A Robust New Tool for Mineral Exploration. Economic Geology, Vol. 111, 5:1187-1222.

Mao, W., Zhong, H., Yang, J., Tang, Y., Liu, L., Fu, Y., Zhang, X., Sein, K., Soe, M.A., Li, J., Zhang, L., 2020. Combined zircon, molybdenite, and cassiterite geochronology and cassiterite geochemistry of the Kuntabin tin-tungsten deposit in Myanmar. Economic Geology, Vol. 115, 603-625.

Marignac, C., Cuney, M., 1999. Ore deposits of the French Massif Central: insight into the metallogenesis of the Variscan collision belt, Mineralium Deposita, Vol. 34, 472-504.

Marques, F. G., Ribeiro, A. & Pereira, E. 1992. Tectonic evolution of the deep crust: Variscan reactivation by extension and thrusting of Precambrian basement in the Braganqa and Morais Massifs (Tras- os-Montes, NE Portugal). Geodynamics Acta, Vol. 5,135-151.

Marques, F.G. 1996. Geodynamical evolution of the Continental Alloctonous Terrain (CAT) of the Bragança Nappe Complex, NE Portugal. Tectonics, Vol.15, 4: 747-762. IN: A., Ribeiro, Pereira, E. (Eds.), Introdução à geologia do NE de Trás-os-Montes in XIV Reunião de Geologia do Oeste Peninsular.

Marques, F.G., Cobbold, F.R. 1995. Development of highly non-cylindrical folds around rigid ellipsoidal inclusions in bulk simple shear regimes: natural examples and experimental modelling, Vol.17, 4: 589-593.

Martínez Catalán, J. R., Aller, J., Alonso, J.L., Bastida, F., 2008. The Iberian Variscan orogen. IN: Contextos geológicos españoles, Garcia Cortés, A., (Eds.), Instituto Geológico y Minero de España, 13-30.

Martínez Catalán, J. R., Arenas, R., Díaz-García,F., Rubio Pascoal, F. J., Abati, J., Marquínez, J. 1996. Variscan exhumation of a subducted Paleozoic continental margin: the basal units of the Ordenes Complex, Galicia, NW Spain. Tectonics, Vol. 15, 106 – 121.

Martínez Catalán, J. R., Arenas, R., Dias Garcia, F., Abati, J., 1997. The Variscan accretionary complex of NW Iberia: involved terranes and succession of tectonothermal events. In: Pires, C.C., Gomes, M.E.P., Coke, C., (Eds.), XIV Reunião de Geologia do Oeste Peninsular, Vila Real, 117-122.

Martínez Catalán, J. R., Díaz Garc, R., Arenas, J., Abati, P., Castiñeiras, P., González Cuadra, J., Gómez Barreiro, Rubio Pascual, F., 2002. Thrust and detachment systems in the Ordenes Complex (northwestern Spain): Implications for the Variscan-Appalachian geodynamics, in Variscan-Appalachian Dynamics: The Building of the Late Paleozoic Basement, edited by J. R. Martínez Catalán et al., Special Paper of the Geological Society of America, Vol. 364, 163–182.

Martínez Catalán, J. R., Fernández-Suárez, J., Jenner, G.A., Belousova, E., Díez Montes, A., 2004. Provenance constraints from detrital zircon U-Pb ages in the NW Iberian Massif: Implications for Paleozoic plate configuration and Variscan evolution, Journal of the Geological Society, Vol. 161, 461–473.

Martínez Catalán, J. R.., Gómez Barreiro, J., Dias da Silva, I., Chichorro, M., López-Carmona, A., Castiñeiras, P., Abati, J., Andonaegui, P., Fernández-Suárez, J., González Cuadra, P., Benítez-Pérez, J.M. 2019. Variscan Suture Zone and Suspect Terranes in the NW Iberian Massif: Allochthonous Complexes of the Galicia-Trás os Montes Zone (NW Iberia). IN: Quesada, C., Oliveira, J.T. (Eds.), The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach, Volume 2: The Variscan Cycle, Springer, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-030-10519-8_4.

Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Díaz Garcia, F., Abati, J., 1997. Variscan acretionary complex of northwest Iberia: Terrane correlation and succession of tectonothermal events. Geology, Vol. 25, 1103-1106.

Martínez Catalán, J.R., Schulmann, K., Ghienne, J.F. 2021. The Mid-Variscan Allochthon: Keys from correlation, partial retrodeformation and plate-tectonic reconstruction to unlock the geometry of a non-cylindrical belt. Earth-Science Reviews, Vol. 220, 103-700.

Martins, I., Mateus, A., Figueiras, J., Rodrigues, P., Pinto, F. 2020. Evolução térmica do sistema mineralizado W-Sn(-Cu) da Panasqueira (Portugal): contributos dos geotermómetros piritepirrotite e arsenopirite. Comunicações Geológicas, Vol. 107, Especial II: 69-74.

Mateus, A, and Noronha, F. (2010) Sistemas mineralizantes epigenéticos na zona Centro-Ibérico; Expressão da estruturação orogénica Meso- a Tardi-Varisca. IN: Cotelo Neiva, J.M., Ribeiro, A., Mendes Victor, L., Noronha, F., Magalhães Ramalho, M., (Eds). Ciências geológicas: Ensino, investigação e a sua história. Associação Portuguesa de Geólogos, Vol II, Geologia Aplicada, 47-61.

Mateus, A., Noronha, F., 2010. Sistemas mineralizantes epigenéticos na zona centro-ibérica: expressão da estruturação orogénica meso- a tardi-varisca. In J. M. Cotelo Neiva, A. Ribeiro, L. Mendes Victor, F. Noronha, M. Magalhaes Ramalho (Eds.) Ciências Geológicas: Ensino, Investigação e sua História. Associação Portuguesa de Geólogos, Vol. 2, 47-62.

Matte, P., 1986. La chaine varisque parmi les chaines periatlantiques: modèle d'evolution et position des grandes blocs continentaux au Permo-Carbonifere. Bulletin de la Societé Geologique de France, Vol. II, 1-24.

Matte, P., Ribeiro, A., 1975. Forme et orientation de l'ellipsoîde de déformation dans la virgation hercynienne de Galica. Relations avec le plissement et hypothesis sur la genèse de l'arc ibéro-armorician. C.R. Acad. Sc. Paris, Série D, 280, 2825-2828.

McClenaghan, M.B., Parkill, M.A., Pronk, A.G., Sincalir, W.D., 2017. Indicator mineral and till geochemical signatures of the Mount Pleasant W-Mo-Bi and Sn-Zn-In deposits, New Brunswick, Canada. Journal of Geochemical Exploration, Vol. 172, 151-166.

McCubbin, F.M., Kaaden, K.E.V., Tartèse, R., Boyce, J.W., Mikhail, S., Whitson, E.S., Bell, A.S., Anand, M., Franchi, I.A., Wang, J., Hauri, E.H., 2015. Experimental investigation of F, Cl and OH partitioning between apatite and Fe-rich basaltic melt at 1.0-1.2 GPa and 900-1000°C. American Mineralogist, Vol. 100,1790–1802.

McDonough, W.F., Sun, S.S., 1995. The Composition of the Earth. Chemical Geology, Vol. 120, (3-4): 223-253. doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4.

McInnes, B.I.A., Farley, K.A., Sillitoe, R.H., Kohn, B.P., 1999. Application of apatite (U-Th)/He thermochronometry to the determination of the sense and amount of vertical fault displacement at the Chuquicamata porphyry copper deposit, Chile. Economic Geology, Vol. 94, 6: 937–947.

Meinert, L.D., Dipple and Nicolescu, G.M., 2005. World Skarn Deposits. In: Hedenquist, J.W., Thompson, J.F.H., Goldfarb, R.J. and Richards, J.P., (Eds.), Economic Geology 100th Anniversary Volume 1905-2005, Elsevier Science B.V., Amsterdam, Vol. 1905-2005, 299-336.

Meireles, C. A. P. 2013. Litoestratigrafia do Paleozóico do sector a nordeste de Bragança (Trás-os-Montes). Serie Nova Terra. Instituto Universitário de Geologia "Isidro Parga Pondal", Univiversidade de la Coruña. Nº42, 471 pp.

Meireles, C. Ribeiro, A. & Pee, E., 1995. Contribuigho para o conhecimento da Litoestratigrafia e Tectonica do Paleozgico a Norte de Bragança. IV Congresso Nacional de Geologia, Memórias do Museu e Laboratório Mineiro e Geológico da Universidade do Porto, Vol. 4, 349-353.

Meireles, C., Ferreira, N., Reis, M.L., 1987. Variscite ocurrence in Silurian formations from Northern Portugal, Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal, Vol. 73, 21-27.

Melleton, J., Gloaguen, E., Frei, D., Novák, M., Breiter, K., 2012. How are the emplacement of rare-element pegmatites, regional metamorphism and magmatism interrelated in the Moldanubian domain of the Variscan Bohemian Massif, Czech Republic? The Canadian Mineralogist, Vol. 50, 6: 1751–1773.

Miranda, A.C. R., Beaudoin, G., Rottier, B., Pašava, J., Bohdálek, P., Malec, J., 2024. Trace element signatures in scheelite associated with various deposit types: A tool for mineral targeting. Journal of Geochemical Exploration, Vol.266, 107555.

Miranda, A.C.R., Beaudoin, G., Rottier, B., 2022. Scheelite chemistry from skarn systems: implications for ore-forming processes and mineral exploration. Mineralium Deposita, 10.1007/s00126-022-01118-y.

Möller, P., Dulski, P., Szacki, W., Malow, G., Riedel, E., 1988. Substitution of tin in cassiterite by tantalum, niobium, tungsten, iron and manganese. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 52, 1497-1503.

Monier, G., Mergoil-Daniel, J., Labernardière, H., 1984. Géneratios sucessives de muscovites et feldspaths potassiques dans les leucogranites du massif de Millevaches (Massif Central français). Bulletin de Minéralogie, Vol. 107, 55-68.

Moore, E. K., Li, J., Zhang, A., Hao, J., Morrison, S. M., Hummer, D. R., & Yee, N., 2024. Uranium redox and deposition transitions embedded in deep-time geochemical models and mineral chemistry networks. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 25, 10.1029/2023GC011267.

Moore, J.N., Adams, M.C., Lemieux, M.M., 1992. The formation and distribution of CO2-enriched fluid inclusions in epithermal environments. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 56, 1: 121-135.

Moscati, R., Neymark, L., 2019. U-Pb geochronology of tin deposits associated with the Cornubian Batholith of southwest England: Direct dating of cassiterite by in situ LA-ICPMS. Mineralium Deposita, Vol. 55, 1-20.

Moura, A., Dória, A., Neiva, A.M.R., 2014. Crust-mantle interaction and meteoric fluid circulation on the genesis of W-ore deposits of granitic affiliation: evidence based on noble gases isotopes. Comunicações Geológicas, Vol. 101, Especial II, 813-816.

Müller, A., & Seltmann, R., 2002. Plagioclase-mantled K-feldspar in the Carboniferous porphyritic microgranite of Altenberg-Frauenstein, Eastern Erzgebirge/Krušné Hory. Bulletin of the Geological Society of Finland, Vol. 74, (1–2): 53–78.

Müller, A., Breiter, K., Seltmann, R., Pécskay, Z., 2005. Quartz and feldspar zoning in the eastern Erzgebirge volcano-plutonic complex (Germany, Czech Republic): evidence of multiple magma mixing. Lithos, Vol. 80, (1-4): 201-227.

Mullis, J., 1979. The system methane-water as a geological thermometer and barometer from the external part of the Central Alps. Bulletin de Minéralogie, Vol. 102, 526–536.

Munhá, J. 1990. Metamorphic evolution of the south Portuguese/Pulo doLobo zone. IN: Dallmeyer, R.D., and Martinez Garcia, E. (Eds, Pre-Meso-zoic geology of Iberia: Berlin, Springer-Verlag, 363–368.

Munhá, J., Ribeiro, A. 1989. Blueschists in the Iberian Variscan Chain (Trás-os-Montes: NE Portugal). Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal, Tomo 70, 31-53.

Munoz, J.L., 1984. F-OH and Cl-Oh exchange in micas with applications to hydrothermal ore deposits. IN: Bailey, S.W., (Eds.), Micas, Reviews in Mineralogy, Mineralogy Society of América, Vol. 13, 469-494.

Murciego, A., 1990. Estudio mineralógico y cristaloquímico de la casiterita. Relación con su génesis. Universidade de Salamanca. 610 pp. Tese de doutoramento.

Murciego, A., Sanchez, A.G., Dusausoy, Y., Pozas, J.M., Ruck, R., 1997. Geochemistry and EPR of cassiterites from the 1043 Iberian Hercynian Massif. Mineralogical Magazine, Vol. 61, 357-365.

Murciego, A., Sanchez, A.G., Pozas, J.M.M., 1987. Microinclusiones en cassiteritas de distintos tipos de yacimentos del centro-oeste de España. Cuadernos Laboratório Xeológico de Laxe, Vol.12, 273-287.

Nagase, T., Kojima, S. 1997. An SEM Examination of the Chalcopyrite Disease Texture and its Genetic Implications. Mineralogical Magazine, Vol. 61, 404:89-97.

Nambaje, C., Satish-Kumar, M., Williams, I.S., Takahashi, T., Sajeev, K., 2021. Granitic rocks from Rwanda: Vital clues to the tectonic evolution of the Karagwe–Ankole Belt Lithos, Vol. 404-405, 106490.

Nash, W.P., 1984. Phosphate minerals in terrestrial igneous and metamorphic rocks. IN: J.O. Nriagu, P.B. Moore (Eds.), Phosphate Minerals, Springer-Verlag ,442.

Naski, G. C., P. C. Hess, 1985. SnO_2 solubility: Experimental results in peraluminous and peralkaline high silica glasses (abstract), Eos: Trans. AGU, Vol. 66, 412.

Nassau, K., 1963. Calcium tungstate—IV: The theory of coupled substitution. Journal of Physics and Chemistry of Solids, Vol. 24, 12: 1511-1517.

Naumov, V.B., Dorofeev, V.A., Mironova, O.F., 2011. Physicochemical parameters of the formation of hydrothermal deposits: A fluid inclusion study. I. Tin and tungsten deposits. Geochemistry International, Vol. 49, 1002–1021.

Neiva, A. M. R., Andráš, P., Ramos, J. M. F. 2008. Antimony quartz and antimony–gold quartz veins from northern Portugal. Ore Geology Reviews, Vol. 34, 533-546.

Neiva, A.M.R., 1983. Geochemistry of granitic rocks and their micas from the west border of the Alvão Plateau, northern Portugal. Chemical Erde, Vol. 42, 31-44.

Neiva, A.M.R., 1984. Geochemistry of tin-bearing granitic rocks, Chemical Geology, Vol. 43, (3-4): 241-256.

Neiva, A.M.R., 1992. Chemical distinction between three post magmatic types of white mica from hydrothermally altered granites of Jales and Penamacor-Monsanto, Portugal. Memórias e Notícias, Publicações do Laboratório de Mineralogia e Geologia da Universidade de Coimbra, Vol. 113, 75-91.

Neiva, A.M.R., 1994. Dating and geochemistry of tin-bearing granitic rocks and their minerals from the NE of Gerez Mountain. Boletin de la Sociedade Española de Mineralogia. Vol. 17, 65-82.

Neiva, A.M.R., 2002. Portuguese granites associated with Sn-W and Au mineralizations, Bulletin of the Geological Society of Finland, Vol.74, (1-2): 24-41.

Neiva, A.M.R., 2008. Geochemistry of cassiterite and wolframite from tin and tungsten quartz veins in Portugal. Ore Geology Reviews, Vol. 33, (3-4): 221-238.

Neiva, J. M. C., 1944. Jazigos portugueses de volframite e cassiterite. Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal, Vol. 25, 1-251.

Nekrasov, I.J., Sorokin, V.I., Osadchii, E.G., 1980. Fe and Zn parti-tioning between coexisting stannite and sphalerite and its appli-cation in geothermometry. IN: Ahrens, L.H. (Eds.), Origin and Distribution of the Elements. Pergamon Press, 739 – 742.

Nemchin, A. A., Cawood, P. A., 2005. Discordance of the U–Pb system in detrital zircons: implication for provenance studies of sedimentary rocks. Sedimentary Geology, Vol. 182, (1–4): 143–162.

Nemec, D., 1968. Fluorine in tourmalines. Contributions to Mineralogy and Petrology, Vol. 20, 235-243.

Nesbitt B.E., 1996, Applications of oxygen and hydrogen isotopes to exploration for hydrothermal mineralization. Society of Economic Geologists Newsletter, Vol. 27, 8–13.

Nesse, W. D. 1986. Introduction to Optical Mineralogy, 1st Edition, Oxford University Press, New York, 352 pp.

Neymark, L. A., Larin, A. M., Moscati, R. J., 2021. Pb-Pb and U-Pb Dating of Cassiterite by In Situ LA-ICP-MS: Examples Spanning ~1.85 Ga to ~100 Ma in Russia and Implications for Dating Proterozoic to Phanerozoic Tin Deposits. Minerals, Vol. 11, 11: 1166.

Neymark, L.A., Holm-Denoma, C.S., Moscati, R.J., 2018. In situ LA-ICPMS U–Pb dating of cassiterite without a known-age matrix-matched reference material: Examples from worldwide tin deposits spanning the Proterozoic to the Tertiary. Chemical Geology, Vol. 483, 410-425.

Nogueira, P., 1997. Estudo de paleofluidos mineralizantes (Au, Ag, As) e sua migração. Aplicação a regiões auríferas do Norte de Portugal. Universidade do Porto, Tese de Doutoramento.

Noronha, F. 1982. Rochas graníticas do triangulo Geres - Barroso - Cabreira. Suas relações com mineralizações em Sn e W-Mo. Publicações do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciências do Porto, Vol. 93, 5-39.

Noronha, F., 1974. Etudes des inclusions fluides dans le quartz des filons du gisement de tungstene de Borralha (Nord du Portugal). Publicações do Museu e Laboratório Mineiro e Geológico da Universidade do Porto, Vol. 85, 7-32.

Noronha, F., 1983. Estudo metalogénico da área tungstífera da Borralha. Faculdade de Ciências da Universidade do Porto, Porto, 413 pp. Tese de doutoramento.

Noronha, F., 1990. Dedução de condições físico-químicas de formação de jazigos hidrotermais através do estudo de inclusões fluidas. O exemplo de alguns jazigos portugueses. Boletin da Academia Galega de Ciências, Vol. 9, 86-126.

Noronha, F., 2017. Fluids and Variscan metallogenesis in granite related systems in Portugal. Procedia Earth and Planetary Science, Vol. 17, 1 – 4.

Noronha, F., 2017. Fluids and Variscan metallogenesis in granite related systems in Portugal, Procedia - 15th Water-Rock Interaction International Symposium, WRI-15, Vol. 17, (1-4): 4.

Noronha, F., Doria, A., Dubessy, J., Charoy, B. 1992. Characterization and timing of the different types of fluids present in the barren and ore-veins of the W-Sn deposit of Panasqueira, Central Portugal. Mineralium Deposita, Vol. 27, pp. 72-79.

Noronha, F., Ramos, J.M.F., Rebelo, J.A., Ribeiro, A., Ribeiro, M.L., 1979. Essai de córrelation des phases de déformation hercynienne dans le Nord – Ouest Péninsulaire. Boletim da Sociedade Geológica de Portugal, Vol. 21, 227-237.

Noronha, F., Ribeiro, M. A., Almeida, A., Dória, A., Guedes, A., Lima, A., Martins, H. C., Sant'Ovaia, H., Nogueira, P., Martins, T., Ramos, R., Vieira, R. 2013. Jazigos filonianos hidrotermais e aplitopegmatíticos espacialmente associados a granitos (norte de Portugal). In: R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha & J. C. Kullberg (Eds), Geologia de Portugal, I: 403-438.

Noronha, F., Ribeiro, M.A., Almeida, A., Dória, A., 2006. Jazigos Filonianos Hidrotermais e Aplito-pegmatíticos Espacialmente Associados a Granitos (Norte de Portugal). IN: R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha, Kulberg (Eds.), Geologia de Portugal no contexto da Ibéria, 1st Edition, Universidade de Évora, Portugal, 123-138.

Noronha, F., Vindel, E., Lopez, J.A., Doria, A., Garcia, E., Boiron, M.-C., Cathelineau, M. (1999) - Fluids related to tungsten ore deposits in Northern Portugal and Spanish Central System: a comparative study. Rev. Soc. Geol. España, Vol. 12, pp. 397-403.

Noronha, F., Vindel, E., López, J.A., Dória, A., García, E., Boiron, M.C., Cathelineau, M., 1999. Fluids related to tungsten ore deposits in Nothern Portugal and Spanish Central System: A comparative study. Revista Sociedade Geológica de España, Vol. 12, (3-4), 397-403.

Norton, D. 1982. IN: Titley, S. R., (Eds), Advances in Geology of the Porphyry Copper Deposits, University of Arizona Press, Tucson, 59–72.

Nuber, B., Schmetzer, K., 1979. The lattice position of Cr3+ in tourmaline: structural refinement of a chromium-rich Mg-Al tourmaline. Neues Jahrb Mineral Abh, Vol. 137, 184–197.

O'Neill, C. J., Lenardic, A., Griffin, W. L., O'Reilly, S. Y., 2008. Dynamics of cratons in an evolving mantle. Lithos, Vol. 102, (1-2): 12–24.

Oen, I.S., 1958. The Geology, Petrology and Ore Deposits of the Viseu Region, Northern Portugal, Amsterdam, 179 pp.

Oen, I.S., 1970. Granite intrusion, folding and metamorphism in central northern Portugal. Boletín Geológico y Minero, Vol. 81, 157-184.

Ohmoto H. Goldhaber M., 1997, Sulfur and carbon isotopes. IN: Barnes H.L., (Ed.), Geochemistry of hydrothermal ore deposits, (3rd edition), New York, John Wiley & Sons, 517–612.

Ohmoto, H., 1972. Systematics of Sulfur and Carbon Isotopes in Hydrothermal Ore Deposits. Economic Geology, Vol. 67, 5: 551–578.

Ohmoto, H., 1986, Stable isotopes of ore deposits. IN: J. W. Valley, H. P. Taylor James R. O'Neil (Eds.), Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes, Chapter 14: De Gruyter, Berlin, Boston, 491-560.

Ohmoto, H., Rye, R. O.,1979. Isotopes of sulfur and carbon. In H. L. Barnes (Ed.), Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits 2nd Ed, John Wiley & Sons, New York, 509–567.

Olesch, M., Schubert, W., 1987. Different Zoning Pattern in Tourmalines from North Victoria Land Pegmatites, Antarctica. Polarforschung, Vol. 57, (1-2), 9-15.

Oliveira, J.M., Pereira, E., 1980. Geoquímica dos granitoides da regiao de Penafiel - Oliveira de Azemeis. I - Elementos alcalinos e alcalino-terrosos – Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal, Vol. 66, 11-32.

Ollila, J. T., 1986. Origin of colour zoning in cassiterites from tin deposits within the Bushveld Complex, South Africa. Bulletin of the Geological Society of Finland, Vol. 58, 2: 3–11.

Ondrejka, M., Putiš, M., Uher, P., Schmiedt, I., 2016. Fluid-driven destabilization of REE-bearing accessory minerals in the granitic orthogneisses of North Veporic basement (Western Carpathians, Slovakia). Mineralogy and Petrology, Vol. 110, 5:561-580.

Oosterom, M.G., 1988. The Geochemistry of Granitoid-Related Deposits of Tin and Tungsten in Orogenic Belts. In: Hutchison, C.S. (eds) Geology of Tin Deposits in Asia and the Pacific. Springer, Berlin, Heidelberg, 187–198.

Oosterom, M.G., Bussink, R.W., Vriend, S.P., 1984. Lithogeochemical studies of aureoles around the Panasqueira tin-tungsten deposit, Portugal. Mineralum Deposita, Vol. 19, 283–28.

Ortega, L., Oyarúun, R., Gallego, M., 1996. The Mari Rosa late Hercynian Sb-Au deposit, western Spain. Mineralium Deposita, Vol. 31, 172-187.

Ortega, L.A., Gil Ibarguchi, J.I. 1990. The Genesis of Late Hercynian Granitoids from Galicia (Northwestern Spain): Inferences from Ree Studies. The Journal of Geology, Vol. 98, 2, doi.org/10.1086/629393.

Parry, W. T., 1986. Estimation of $X(CO_2)$, pressure (P), and fluid inclusion volume from fluid inclusion temperature measurements in the system $NaCl–CO_2–H_2O$. Economic Geology, Vol. 81, 4: 1009–1013.

Pašava, J., Kříbek, B., 2001. Geochemistry of host rocks and role of organic matter in the precipitation of cassiterite-sulfide ores at the Dafulou deposit, Dachang tin field, South China. Bulletin of Geosciences, Vol. 76, 1: 3–14.

Patiño Douce, A.E., 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? Geological Society, London, Special Publications, Vol. 168, 55-75.

Patterson, D. J., Ohmoto, H., and Solomon, M., 1981. Geologic setting and genesis of cassiterite-sulfide mineralization at Renison Bell, western Tasmania Economic Geology, Vol. 76, 393-438.

Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. Journal of Petrology, Vol. 25, 4: 956-983.

Peccerillo, A., Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. Contributions to Mineralogy and Petrology, Vol. 58, 1: 63-81.

Peppard, D.F., Mason, G.W., Lewey, S., 1969. A tetrad effect in the liquid-liquid extraction ordering of lanthanides (III). Journal of Inorganic and Nuclear Chemistry. Vol. 31, 7: 2271-2272.

Pereira, A.J.S.C., Godinho, M.M., 1987. Modelagem duma série de diferenciação nos corpos ígneos da região da Zebreira (Castelo Branco – Portugal Central). Memórias e Notícias, Publicações do Museu e Laboratório de Mineralogia e Geologia da Universidade de Coimbra, Vol. 104, 31-40.

Pereira, E., Iglésias, M., Ribeiro, A., 1984. Leucogranitos - "stockscheider" e o controlo estrutural da mineralização na mina de Montesinho-Bragança. Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal, Vol. 70, 11-22.

Pereira, E., Moreira, A., Gonçalves, S., Rodrigues, J., Silva, A.F., 2006. Folha 13-D (Oliveira de Azeméis). Carta Geológica de Portugal na Escala 1:50,000. Lisboa: Instituto Nacional de Engenharia, Tecnologia e Inovação, I.P.

Pereira, E., Ribeiro, A., Meireles, C., 1993. Cisalhamentos hercínicos e controlo das mineralizações de Sn-W, Au e U na Zona Centro-Ibérica, em Portugal. Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe Revista de Xeoloxía Galega e do Hercínico Peninsular, Vol. 18, 89-119.

Pereira, G., Sequeira, A.J.D., Gomes, E.M.C. 2004. A deformação varisca do Maciço Hespéricona região da Serra da Lousã (Portugal central). Caderno del Laboratorio Xeolóxico de Laxe Coruña, Vol. 29, 203-214.

Pereira, P., Pereira, D. I., Alves, M. I. C. & Meireles, C. 2000 - Património Geomorfológico do sector oriental do Parque Natural de Montesinho (NE Portugal). IN: Serrano, E., García de Celis, A., Guerra, J. C., Morales, C. G. & Ortega, M. T. (Eds.) Estudios recientes en Geomorfología (2000-2002). Património, montaña y dinámica territorial, Sociedade Española de Geomorfología, Valladolid, 423-430.

Piccoli, P.M., Candela, P.A., 2001. Apatite in Igneous Systems. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, Vol. 48, 1: 255–292.

Pin, C., Paquette, J.L., Ábalos, B., Santos, F.J., Gil Ibarguchi, J.I., 2006. Composite origin of an early Variscan transported suture: Ophiolitic units of the Morais Nappe Complex (north Portugal). Tectonics, Vol.25, 5.

Pinto, F., Vieira, R., Noronha, F., 2015. Different Cassiterite Generations at the Panasqueira Deposit (Portugal): Implications for the Metal Zonation Model, 13th SGA Biennial Meeting, Nancy – France, Vol. 2.

Piqué, I.V., Canals i Sabaté, À., Disnar, J. R., Grandia i Borràs, F., 2009. In situ thermochemical sulfate reduction during ore formation at the Itxaspe Zn–(Pb) MVT occurrence (Basque-Cantabrian Basin, Northern Spain). Geologica Acta, Vol. 7, 4: 431–449.

Pirajno, F., 1992. Hydrothermal Mineral Deposits Principal and Fundamental Concepts for the Exploration Geologist. Springer-Verlag, Berlin, 709 pp.

Plimer, I.R., 1987. The Geology and Geochemistry of barite mineralization. Ore Geology Reviews. Vol.2, 3:223-249.

Plimer, I.R., Lu, J., Kleeman, J.D., 1991. Trace and rare earth elements in cassiterite — sources of components for the tin deposits of the Mole Granite, Australia. Mineralium Deposita, Vol. 26, 267–274.

Pohl, W., Gûnther, M.A., 1991. The origin of Kibaran (late Mid-Proterozoic) tin, tungsten and gold quartz vein deposits in Central Africa: a fluid inclusions study. Mineralium Deposita, Vol.6, 51-59.

Pollard, P. J., Nakapadungrat, S., Taylor, R. G., 1995. The Phuket Supersuite, Southwest Thailand; fractionated I-type granites associated with tin-tantalum mineralization. Economic Geology, Vol. 90, 3: 586–602.

Pollard, P. J., Pichavant, M., Charoy, B., 1987. Contrasting evolution of fluorine- and boron-rich tin systems. Mineralium Deposita, Vol. 22, 315–321.

Pollard, P. J., Taylor, R. G., Tate, N. M., 1989. Textural evidence for quartz and feldspar dissolution as a mechanism of formation for Maggs Pipe, Zaaiplaats tin mine, South Africa. Mineralium Deposita, Vol. 24, 3: 210–218.

Polya, D.A., 1989. Chemistry of the main-stage ore-forming fluids of the Panasqueira W-Cu (Ag)-Sn deposit, Portugal; implications for models of ore genesis. Economic Geology, Vol. 84, 5: 1134–1152.

Poty, B., Leroy, J., Jachimowicz, L., 1976. Un nouvel appareil pour la mesure des températures sous le microscope, l'installation de microthermométrie Chaixmeca. Bulletin de la Société Française de Minéralogie et de Cristallographie, Vol. 99, 182-186.

Poulin, R.S., Kontak, D.J., McDonald, A.M., 2018. Assessing scheelite as an ore-deposit discriminator using its trace-element and REE chemistry. The Canadian Mineralogist, Vol. 56, 265-302.

Poulin, R.S., McDonald, A.M., Kontak, D.J., 2016. On the relationship between catholuminescence and the chemical composition of scheelite from geologically diverse ore-deposit environments. The Canadian Mineralogist, Vol. 54, 1147-1173.

Povondra, P., 1981. The crystal chemistry of tourmalines of the schorl-dravite series. Acta Universitatis Carolinae, Geologica, 223-264.

Prieto, A.C., Guedes, A., Dória, A., Noronha, F., Jiménez, J., 2012. Quantitative determination of gaseous phase compositions in fluid inclusions by Raman microspectrometry. Spectroscopy Letters, Vol. 45, 156-160.

Prieto, A.C., Guedes, A., Dória, A., Noronha, F., Jiménez, J., 2012. Quantitative determination of gaseous phase compositions in fluid inclusions by Raman microspectrometry. Spectroscopy Letters, Vol. 45,156-160.

Raimbault, L., Baumer, A., Dubru, M., Benkerrou, C., Croze, V., Zahm, A., 1993. REE fractionation between scheelite and apatite in hydrothermal conditions. American Mineralogist, Vol. 78, 1275-1285.

Raimbault, L., Cuney, M., Azencott, C., Duthou, J.L., Joron, J.L., 1995. Geochemical evidence for a multistage magmatic genesis of Ta-Sn-Li mineralization in the granite at Beauvoir, French Massif Central. Economic Geology, doi.org/10.2113/gsecongeo.90.3.548.

Ramdohr, P., 1973. The Opaque Minerals in Stony Meteorites. 245 pp., 71 pls; Elsevier Publishing Company, Amsterdam, London, New York, Vol. 112, 1.

Ranta, J.P., Hanski, E., Cook, N.I., Lahaye, Y., 2017. Source of boron in the Palokas gold deposit, northern Finland: evidence from boron isotopes and major element composition of tourmaline. Mineral. Deposita, Vol. 52, 733-746.

Ribeiro, A., 1974. Contribution à l'étude tectonique de Trás-os-Montes Oriental. Serviços Geológicos de Portugal, Memórias, Vol. 24, 168 pp.

Ribeiro, A., Iglésias, M., Ribeiro, M.L., Pereira, E., 1983. Modéle géodynamique des Hercynides Ibériques. Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal, Vol 64, 191-214.

Ribeiro, A., Noronha, F., Cuney, M. 1993. Lithogeochemical study of the metasedimentary units of Vila Pouca de Aguiar area (western Trás-os-Montes. Northern Portugal). Museu Laboratório e Mineiro e Geológico da Faculdade de Ciências do Porto, Memórias Nº3. ISSN 0871 – 1607, 299-303.

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

Ribeiro, A., Pereira, E., Dias, R., 1990. Structure of Centro--Iberian allochthon in northern Portugal. IN: Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Dallmeyer, R., Martinez Garcia, E., (Eds.), Berlin: Springer-Verlag, 220-236.

Ribeiro, A., Pereira, E., Dias, R., 1990a. Structure in the NW of the Iberia Peninsula (Alloctonous sequences). In: Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Dallmeyer, R. D., Martinez Garcia, E. (Eds.), Springer-Verlag, 220-236.

Ribeiro, A., Pereira, E., Ribeiro, M. L. & Castro, P., 2006. Unidades Alóctones da região de Morais (Trás-os-Montes Oriental). In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P. & Kullberg, C. (Eds.), Geologia de Portugal no Contexto da Ibéria (pp. 1–27). Universidade de Évora, Évora, 85-105.

Ribeiro, M. A., Dória, A., Noronha, F., 2000. Tectono-metamorphic evolution, quartz structures and fuid regime of Vila Pouca de Aguiar. Cadernos Laboratório Xeolóxico de Laxe, Coruña, Vol. 25, 253-256.

Ribeiro, M. A., Noronha, F., 1997. Ensaio de correlação das unidades litoestratigráfcas e estruturais definidas na região de Trás-os-Montes Ocidental e sul da Galiza. IN: Pires, C., Gomes, M.E.P., Coke, C., (Eds), XIV Reunião de Geologia do Oeste Peninsular e Reunião Anual do PICG, Vila Real, 203-204.

Ribeiro, M. A., Noronha, F., Cuney, M., 2003. Importância do estudo litogeoquímico na caracterização das unidades tectono-estratigráfcas do parautóctone da zona Galiza-Média.Trás-os-Montes. Ciências da Terra (UNL), Lisboa, n.º esp. V, CD-ROM, B89-B92.

Ribeiro, M. A., Ramos, R., Noronha, F., 2007. Pegmatite-aplite veins of Barroso-Alvão ⊥eld. Lithos-tratigraphy and metamorphism of host rocks. In: Granitic Pegmatites: the state of the art, Memórias n.º 9, Lima, A., Roda Robles, E., (Eds.), Universidade do Porto, Faculdade de Ciências, Departamento de Geologia, 39-45.

Ribeiro, M. L, 1986. Geologia e Petrologia da região a Sw de Macedo de Cavaleiros (Trás-os-Montes). Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, 202 pp, Tese de doutoramento.

Ribeiro, M. L, 1986. Geologia e Petrologia da região a Sw de Macedo de Cavaleiros (Trás-os-Montes). Faculdade de Ciências da Univivesidade de Lisboa, 202 pp. Tese de doutoramento.

Ribeiro, M. L. & Ribeiro, A., 2004. Análise petrográfica e textural dos Gnaisses de Saldanha (Trás -os-Montes oriental): elementos para nova interpretação estratigráfica. Comunicações Geológicas, Vol. 91, 5-16.

Ribeiro, M. L. 1991. Contribuição para o conhecimento estratigráfico e petrológico da região a SW de Macedo de Cavaleiros (Trás-os-Montes oriental). Memória nº 30, 106 pp. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.

Ridley, J., 2013. Ore Deposit Geology. Cambridge University Press, Cambridge, UK. ISBN: 978-1-107-24026-5 / 978-1-107-24139-2, 499 pp.

Robardet, M., Piçarra, J., Storch, P., Gutiérrez-Marco, J.C. 2000. Ordovician and Silurian stratigraphy and faunas (graptolites and conodonts) in the Ossa Morena Zone of the SW Iberian Peninsula (Portugal and Spain). IN: J.C. Gutiérrez-Marco, I. Rábano (Eds.), Proceedings 6th International Graptolite Conference & 1998 Field Meeting, IUGS Subcommission on Silurian Stratigraphy, Temas Geológico-Mineros, 23, Instituto Tecnologico Geominero España (ITGE), 289-318.

Rocher, O., Ballouard, C., Richard, A., Monnier, L., Carr, P., Laurent, O., Khebabza, Y., Lecomte, A., Bouden, N., Villeneuve, J., Barré, B., Fullenwarth, P., Leisen, M., Mercadier, J., 2024. Unravelling the magmatic and hydrothermal evolution of rare-metal granites through apatite geochemistry and geochronology: The Variscan Beauvoir granite (French Massif Central). Chemical Geology, Vol. 670, 122400.

Roda-Robles, E., López-Moro, F. J., González-Aguado, M. T., Tornos, F., Chicharro, E., 2018. Granitoids and W-Sn mineralization in the Iberian Variscan Belt: Geochemical and geochronological constraints. Lithos, Vol. 308–309, 212–230.

Roda-Robles, E., Pesquera, A., Velasco, F., 1995. Tourmaline in granitic pegmatites and their country rocks, Fregeneda area, Salamanca, Spain. The Canadian Mineralogist, Vol. 33, 835-848.

Rodrigues, J., Cohe, C., Dias, R., Pereira, E., Ribeiro, A., 2005. Transition from autochthonous to parautochthonous deformation regimes in Murça-Marão sector (Central-Iberian Zone, northern Portugal). In: The southern Variscan belt, Journal of the Virtual Explorer, Carosi, R., Dias, R., Iacopini, D., Rosenbaum, G. (Eds), Electronic Edition, ISSN 1441-8142, Vol.19, Paper 8.

Rodrigues, J., Ribeiro, A., Pereira, E. & Meireles, C., 2003. Organização tectonoestratigráfica do complexo parautóctone do NE de Portugal: uma proposta. VI Congresso Nacional de Geologia, Ciências da Terra (UNL), Lisboa, nº esp. V, CD-ROM, D77-D79.

Roedder, E., 1972. Compositions of Fluid Inclusions. In Data of Geochemistry, U.S. Geological Survey Paper, Vol. 440-JJ, 164.

Roedder, E., 1984. Fluid Inclusions. Reviews in Mineralogy, Vol. 12, Mineralogical Society of America, 644 p.

Roedder, E., 1984. Fluid Inclusions. Reviews in Mineralogy, Vol. 12. Mineralogical Society of America.

Rollinson, H.R., 1995. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman, Essex. ISBN: 9780582067011.

Romer, R.L., Förster, H.J., Glodny, J., 2022. Role of fractional crystallization, fluid-melt separation, and alteration on the Li and B isotopic composition of a highly evolved composite granite pluton: The case of the Eibenstock granite, Erzgebirge, Germany. Lithos, Vol. 422–423, 106722, doi.org/10.1016/j.lithos.2022.106722.

Rosi, M., Sbrana, A. & Vezzoli, L., 1988. Tephrostratigraphy of Ischia, Procida and Campi Flegrei volcanic products. Memorie della Società Geologica Italiana, 41: 1015.

Rossiter, A. G., Gray, C. M., 2008. Barium contents of granites: key to understanding crustal architecture in the southern Lachlan Fold Belt? Australian Journal of Earth Sciences, Vol. 55, 4: 433–448.

Ruaya, J. R., Seward, T. M., 1986. The stability of chlorozinc (II) complexes in hydrothermal solutions up to 350 °C. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 50, 3: 651–661.

Rubatto, D., 2002). Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism. Chemical Geology, Vol. 184, 123–138.

Sallet, R., 2000. Fluorine as a tool in the petrogenesis of quartz-bearing magmatic associations: applications of an improved F–OH biotite–apatite thermometer grid. Lithos, Vol. 50, (1-3): 241-253.

Sallet, R., Price, J.D., Moritz, R., 2019. Natural and experimental fluorine substitution in biotite: Implications for fluid-rock thermochronometry and application to the Seridó Belt, northeastern Brasil. Chemical Geology., Vol. 482,32-45.

Sanchez, M. S., Arenas, R., Gerdes, A., Castflieras, P., Gomez Barreiro, J., Potrel, A., Fernandez-Suarez, J. 2011. Isotope geochemistry and revised geochronology of the Punido Ophiolite (Cabo Ortegal Complex, NW Iberian Massif): Devonian magmatism with mixed sources and involved Mesoproterozoic basement. Journal of the Geological Society, Vol. 168, 733-750.

Sanchez, M., Arenas, R., Diaz-Garcia, F., Martinez Catalan, J.R., Gomez Barreiro, J., Pearce, J.A. 2007. Careon ophiolite, NW Spain: Suprasubduction zone setting for the youngest Rheic Ocean floor. Geology, Vol.35, 53-56.

Sant'Ovaia, H., Martins, H., Noronha, F., 2013. Oxidized and reduced Portuguese Hercynian granites associated with W and Sn hydrothermal mineralizations. Comunicações Geológicas, Vol.100, 1:5-51.

Santos Zalduegui, J.F., Schler, New Hampshire. U., Gil Ibarguchi., 1995. Isotope constraints contributtion on the age and origin of magmatism and metamorphism in the Malpica-Tui allochthon, Galicia, north- west Spain. Chemical Geology, Vol. 121, 91-103.

Santos, J. 1998. Geoquímica de Litologias Básicas e Ultrabásicas da Unidade Aloctone Superior do Maciço de Bragança. Universidade de Aveiro, 420p. Tese de doutoramento.

Santos, J.; Marques, F.; Munhá, J.; Ribeiro, A. & Tassinari, C. (1997) - First dating of a Precambrian (1.0 to 1.1 Ga) HP/PT metamorphic event in the uppermost allochthonous unit of the Bragança Massif (Iberian Variscan Chain, northern Portugal). Terra Nova. Vol. 9, Abstracts Supplement 1, 497.

Sarjoughian, F., Kananian, A., Haschke, M., Ahmadian, J., 2015. Transition from I-type to A-type magmatism in the Sanandaj-Sirjan Zone, NW Iran: An extensional intra-continental arc, Geological Journal, Vol. 51, 3.

Schäfer, J.M., Ivy-Ochs, S., Wieler, R., Leya, I., Baur, H., Denton, G.H., Schlüchter, C., 1999. Cosmogenic noble gas studies in the oldest landscape on earth: surface exposure ages of the Dry Valleys, Antarctica. Earth Planetary Science Letters, Vol.167, 215-226.

Schermerhorn, L. J., 1956. The granites of Trancoso (Portugal); a study in microclinization. American Journal of Science, Vol. 254, 6: 329–348.

Schermerhorn, L. J., 1981. The West Congo Orogen: a key to the Pan-Africam thermotectonism, Geoloquique Rundschau, Vol.7, 3: 850-867.

Schermerhorn, L., Kotsch, S., 1984. First occurrence of lawsonite in Portugal and tectonic implications. Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal, Vol. 70, 1: 23-29.

Schmidt, C., Chou, I.M., Bodnar, R.J., Bassett, W.A., 1998. Microthermometric analysis of synthetic fluid inclusions in the hydrothermal diamond-anvil cell. American Mineralogist, Vol. 83, 995–1007.

Schmidt, C., Gottschalk, M., Zhang, R., Lu, J. 2021. Oxygen fugacity during tin ore deposition from primary fluid inclusions in cassiterite. - Ore Geology Reviews, Vol. 139, Part A, 104451.

Schmidt, C., Romer, R. L., Wohlgemuth-Ueberwasser, C., Appelt, O., 2020. Partitioning of Sn and W between granitic melt and aqueous fluid. - Ore Geology Reviews, Vol. 117, 103263.

Schoene, B., 2014, U–Th–Pb geochronology. In: Treatise on Geochemistry. Elsevier, 341–378.

Schwartz, M.O., Rajah, S.S., Askury, A.K., Putthapiban, P., Djaswadi, S., 1995. The Southeast Asian tin belt. Earth-Science Reviews, Vol.38, (2-4): 95-293.

Sciuba, M., Beaudoin, G., Grzela, D., Makvandi, S., 2020. Trace element composition of scheelite in orogenic gold deposits. Mineralium Deposita, Vol. 55, 1149-1172.

Sciuba, M., Beaudoin, G., Makvandi, S., 2021. Chemical composition of tourmaline in orogenic gold deposits. Mineralium Deposita, Vol. 56, 537-560.

Seal, I.R., 2006. Sulfur Isotope Geochemistry of Sulfide Minerals. Reviews in Mineralogy & Geochemistry, Vol. 61, 633-677.

Seitz, J. C., Pasteris, J. D., 1990. Theoretical and practical aspects of differential partitioning of gases by clathrate hydrates in fluid inclusions. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 54, 631–639.

Seitz, J.C., Pasteris, J.D., Wopenka, B., 1987. Characterization of CO2 -CH4 - H2O fluid inclusions by microthermometry and laser Raman microprobe spectroscopy: Inferences

for clathrate and fluid equilibria. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 51, 6: 1651-1664.

Serranti, S., Ferrini, V., Umberto, M., Cabri, L.J., 2002. Trace-element distribution in cassiterite and sulfides from 1153 rubané and massive ores of the Corvo deposit, Portugal. The Canadian Mineralogist, Vol. 40, 815-835.

Shand, S.J., 1943. Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite. John Wiley & Sons, New York.

Sharp, Z., 2017. Principles of Stable Isotope Geochemistry, 2nd Edition, University of New Mexico Publications, doi.org/10.25844/h9q1-0p82.

Shaw, D.M., 1970. Trace element fractionation during anatexis. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 34, 2: 237-243.

Sheperd, T.J., Rankin, A.H., Alderton, D.H., 1985. A pratical guide to fluid inclusions studies. Blackie and Son, Glasgow, 239 pp.

Sheppard, S. M. F., 1986. Characterization and isotopic variations in natural waters. IN: J. W. Valley, H. P. Taylor Jr. & J. R. O'Neil (Eds.), Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes (Reviews in Mineralogy and Geochemistry, Vol. 16, Mineralogical Society of America / Reviews in Mineralogy, Washington, D.C, 165–183.

Shepperd, T.J., Rankin, A.H., Alderton, D.H., 1985. A practical guide to fluid inclusions studies. Blackie and Son, Glasgow, 239 pp.

Slack, J.F. Tourmaline associations with hydrothermal ore deposits. Reviews in Mineralogy, Vol. 33, 559–644.

Slack, J.F., Trumbull, R.B., 2011. Tourmaline as a recorder of ore-forming processes. Elements, Vol. 7, 321–326.

Solomon, M., 1994. The geology and origin of Australia's mineral deposits. Oxford: Clarendon press, XIII, 951 pp.

Song, G., Qin, K., Li, G., Evans, N.J., Chen, L., 2014. Scheelite elemental and isotopic signatures: Implications for the genesis of skarn-type W-Mo deposits in the Chizhou area, Anhui Province, Eastern China. American Mineralogist, Vol. 99, 303–317.

Sousa Guimarães, F., Zhang, R., Lehmann, B., Cabral, A. R. & Ríos, F. J., 2022. Cassiterite U–Pb geochronology of the Santa Bárbara tin district, Rondônia Tin Province, Brazil. Economic Geology, Vol. 117, 3: 719–729.

Spencer, C. J., Kirkland, C. L., Taylor, R. J. M., 2016. Strategies towards statistically robust interpretations of in situ U–Pb zircon geochronology. Geoscience Frontiers, Vol. 7, 4: 581–589.

Spilde, M.N., Shearer, Ch.K., 1992. A comparison of tantalum-niobium oxide assemblages in two mineralogically distinct rare-element granitic pegmatites, Black hills, South Dakota. Canadian Mineralogist, Vol. 30, 719–737.

Srivastava, P.K. Sinha, A.K., 1997. Geochemical characterization of tungsten-bearing granites from Rajasthan, India. Journal of Geochemical Exploration, Vol. 60, 2:173-184.

Štemprok, M., 1987. Greisenization (a review) Geologische Rundschau, Vol. 76, 1: 169-175 doi:10.1007/bf01820580.

Štemprok, M., 1990. Solubility of tin, tungsten and molybdenium oxides in felsic magmas, Mineralium Deposita, Vol. 25, 205-212.

Štemprok, M., Vrána, S., Wörner, G., 1995. Evolution of Variscan (Hercynian) and comparable Palaeozoic orogenic belts, Journal of the Czech Geological Society, Vol. 40,1 – 2.

Stepanov, A.S., Hermann, J., Korsakov, A.V., Rubatto, D., 2014. Geochemistry of ultrahigh-pressure anatexis: fractionation of elements in the Kokchetav gneisses during melting at diamond-facies conditions. Contributions to Mineralogy and Petrology, Vol. 167, 1–25.

Stern, T. W., Goldich, S. S., Newell, M. F., 1966. Effects of Weathering on the U-Pb Ages of Zircon from the Morton Gneiss, Minnesota. Earth and Planetary Science Letters, Vol. 1,6: 369–371.

Steveson, B. G. & Taylor, R. G., 1973. Trace element content of Some cassteries from cast Austral. Proceedings of the Royal Society of Queensland, Vol. 84, 3: 43-5.

Stussi, J.M., 1989. Granitoid chemistry and associated mineralization in the French Variscan, Economic Geology, Vol. 84, 5: 1363–1381.

Sun, K., Chen, B., 2017. Trace elements and Sr-Nd isotopes of scheelite: implications for the W-Cu-Mo polymetallic mineralization of Shimensi deposit, South China. American Mineralogist, Vol. 102, 1114–1128.

Swart, P.K., Moore, F., 1982. The occurrence of uranium in association with cassiterite, wolframite, and sulphide mineralization in South-West England. Mineralogical Magazine, Vol. 46, 339: 211–215.

Sylvester, P.J. 1998. Post-collisional strongly peraluminous granites, Lithos, 45, 1:29-44.

Taguchi, T., Igami, Y., Miyake, A., Enami, M., 2019. Factors affecting preservation of coesite in ultrahigh-pressure metamorphic rocks: insights from TEM observations of dislocations within kyanite. Journal of Metamorphic Geology, Vol. 37, 401-414.

Taylor H.P., 1974. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition: Economic Geology, Vol. 69, 843–883.

Taylor H.P., 1997. Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits. IN: Barnes H.L. (Ed.), Geochemistry of hydrothermal ore deposits, (3rd edition): New York, John Wiley & Sons, 229–302.

Taylor, J. R., Wall, V. J., 1992. The behaviour of tin in granitoid magmas. Economic Geology, Vol. 87, 3: 403–420.

Taylor, J.R., Wall, V.J. 1992. Cassiterite solubility, tin speciation, and transport in a magmatic aqueous phase. Economic Geology, Vol. 888, 437-460.

Taylor, R. G. Geology of Tin Deposits. Developments in Economic Geology, 11. Amsterdam, Oxford, and New York (Elsevier), Vol. XII, 544 pp.

Taylor, S. R. & McLennan, S. M. (1985). The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Blackwell Scientific Publications, Oxford, Vol. XVI, 312 pp.

Taylor, S.R. (1979). Trace element analysis of rare earth elements by spark source mass spectrometry. IN: G.J. McCoy, D.A. Smith (Eds.), Handbook on the Physics and Chemistry of Rare Earths, Vol.4, Elsevier, 359–376

Thadeu D., 1977. Hercynian paragenetic units of the Portuguese part of the Hesperic Massif, Boletim da Sociedade de Geólogos Portugueses, Vol. 20, 247-276.

Thadeu, D., 1973. Les gisements stanno wolframitiques du Portugal. Annales de la Societé Géologique de la Belgique, Vol. 79, 1: 5-30.

Thode, H.G., Monster, J., Dunford, H.B., 1961. Sulphur isotope geochemistry. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 25, 3: 159-174.

Thompson, J., Sillitoe, R., Baker, T., Lang, J.R., Mortensen, J.K., 1999. Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces. Mineralium Deposita, Vol. 34, 323-334.

Tischendorf, G., 1978. Criteria for distinguish normal granites from metallogenetically spcialized ones. Studia Geologica, Vol. XIV, 145-148.

Tischendorf, G., Förster, H.-J., Gottesmann, B., 1999. The correlation between lithium and magnesium in trioctahedral micas: Improved equations for Li2O estimation from MgO data. Mineralogical Magazine, Vol. 63, 1: 57-74.

Tornos, F., López-Moro, F. J., García-Gutiérrez, M., Sánchez-Moral, S., Oyarzun, R., 2008. Skarn and vein-type W-Sn deposits in the Iberian Variscan Belt: Petrology and genesis. Ore Geology Reviews, Vol. 34, 142–162.

Touret, J.L.R. (1987): Fluid inclusions and pressure-temperature estimates in deep seated rocks. In Helgeson, H.C. (ed.): Chemical transport in metasomatic processes /NATO ASI Ser. C, 218/. Dordrecht: Reidel, 99–122.

Touret, J.L.R., 1981. Fluid inclusions in high grade metamorphic rocks. In Hollister, L.S. & Crawford, M.L. (eds.): Fluid inclusions: Applications to petrology /MAC Short Course Handb., 6/. Ottawa (Ont.): Mineralogy Association of Canada, 182–208.

Touret, J.L.R., Frezzotti, M.L., 2003. Fluid inclusions in high pressure and ultrahigh pressure metamorphic rocks. EMU Notes in Mineralogy, Vol. 5, 15: 467–487.

Tourigny, G., Chi, G., Yuhasz, C., Olson, R. 2004. Structural controls and temperature-pressure conditions of gold-bearing quartz vein systems at the Seabee mine, northern Saskatchewan. Technical Report.

Tsang, T., Ghose, S., 1973. Nuclear magnetic resonance of ^{1}H,^{7}Li, ^{11}B, ^{23}Na, and ^{27}Al in tourmaline (elbaite). American Mineralogist, Vol. 58, (3-4): 224–229.

Tsang, T., Thorpe, A.N., Donnay, G., Senftle, F.E., 1971. Magnetic susceptibility and triangular exchange coupling in the tourmaline mineral group. Journal of Physics and Chemistry of Solids, Vol. 32, 7: 1441-1448.

Uchida, E., Gima, M., Imai, N. 1989.Experimental studies on ion exchange equilibria between minerals and aqueous chloride solution in the system $CaWO_4$–$FeWO_4$–$MnWO_4$–(Ca, Fe^{2+}, Mn^{2+}) Cl_2–H_2O under supercritical conditions. Geochemical Journal, Vol. 23, 6: 339–347.

Ugidos, J. M., 1990. Granites as a paradigm of genetic processes of granitic rocks: I-types vs S-types. In: Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Dallmeyer, R.D., Martínez Garcia, E., (Eds.), 189-206. Springer- -Verlag, Berlin.

Valverde-Vaquero, P., Marcos, A., Farias, P., Gallastegui, G, 2005. U-Pb dating of Ordovician felsic volcanism in the Schistose Domain of the Galicia- Trás-os-Montes Zone near Cabo Ortegal (NW Spain), Geologica Acta, Vol. 3, 1: 27-37.

Van Daele, J., Hulsbosch, N., Dewaele, S., Boiron, M.C., Piessens, K., Boyce, A., Muchez, Ph., 2018. Mixing of magmatic-hydrothermal and metamorphic fluids and the origin of peribatholitic Sn vein-type deposits in Rwanda. Ore Geology Reviews, Vol. 101, 481-501.

van den Kerkhof, A. M., Thiéry, R., 2001. Carbonic inclusions. Lithos, Vol. 55, 49–68.

van der Kerkhof, A.M., Olsen, S.N., 1990. A natural example of superdense CO2 inclusions: Microthermometry and Raman analysis. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 54, 3: 895-901.

Van Hinsberg, V., Henry, D.J., Marschall, H.R., 2011. Tourmaline: An ideal indicator of its host environment. Canadian Mineralogist, Vol. 49, 1: 1-16.

Vermeesch, P., 2021. On the treatment of discordant detrital zircon U–Pb data. Geochronology, Vol. 3, 1: 247–257.

Villaros, A., Stevens, G., Moyen, J.-F., Buick, I. S., 2009. The trace element compositions of S-type granites: Evidence for disequilibrium melting and accessory phase entrainment in the source. Contributions to Mineralogy and Petrology, Vol. 158, 4: 543–561.

Villaseca, C., Barbero, L., Herreros, V. 1998. A re-examination of the typology of peraluminous granite types in intracontinental orogenic belts. Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh, Vol. 89, 2: 113-119.

Vindel, E., López-García, J. A., García, E., Boiron, M. C., Cathelineau, M., 1996. Estudio de inclusiones fluidas en granitos microfisurados. Mineralizaciones de W-Sn del Sistema Central Español. Geogaceta, Vol. 20, 7: 1558–1560.

Vriend, S.P., Oosterom, M.G., Bussink, R.W., Jansen, J.B.H., 1985. Trace-element behavior in the W-Sn granite of Regoufe, Portugal. Journal of Geochemical Exploration, Vol. 23, 1: 13-25.

Wang, C., Peng, P., Mitchell, R.N., Liu, X., 2022b. Casting a vote for shifting the Statherian: Petrogenesis of 1.70 and 1.62 Ga mafic dykes in the North China Craton. Lithos, Vol. 414, 106631.

Wang, J., Yin, M., Liu, J., Shen, C.C., Yu, T.L., Li, H.C., Zhong, Q., Sheng, G., Lin, K., Jiang, X., Dong, H., liu, S., Xiao, T., 2021. Geochemical and U-Th isotopic insights on uranium enrichment in reservoir sediments. Journal of Hazardous Materials, Vol. 414, 125466,

Wang, R., 1988. Etude mineralogique et cristallochimique de cassiterite, niobotantalates et mineraux dissemines du granite de Beauvoir (Allier). Doc, Thesis, Univesité Paul Sabatier, France, 84–89.

Wang, S., Sun, X., Li, Y., Xu, L., Fu, Y., Cong, F., Xu, G., Hu, Z., Ma, G., Lu, S., 2023. Baddeleyite U-Pb age and Hf isotopes, and constraints on genesis of the Panzhihua carbonatite in SW China. Ore Geology Reviews, Vol.152, 105228.

Wang, Y., Wang, K., Konare, Y., 2019. N2-rich fluid in the vein-type Yangjingou scheelite deposit, Yanbian, NE China. Nature Scientific Reports, Vol. 8, 5662.

Wang, Z.-L., Fan, J.-J., Wang, Q., Hu, W.-L., Wang, J., Ma, Y.-M., 2022a. Campanian transformation from post-collisional to intraplate tectonic regime: Evidence from ferroan granites in the Southern Qiangtang, central Tibet. Lithos, Vol. 408-409, 106565.

Way, K., Fano, L., Scott, M.R., Thew, K., 1950. Circular of the Bureau of Standards no. 499: Nuclear data — a collection of experimental values of half-lives, radiation energies, relative isotopic abundances, nuclear moments, and cross sections (NBS Circular 499). Washington, D.C.: National Bureau of Standards. DOI: 10.6028/NBS.CIRC.499.

Webster, J.D., Burt, D.M., Aguillon, R.A., 1996. Volatile and lithophile trace-element geochemistry of Mexican tin rhyolite magmas deduced from melt inclusions. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 60, 17: 3267-3283.

Webster, J.D., Picolli, P.M., 2015. Magmatic Apatite: A Powerful, Yet Deceptive, Mineral. Elements, Vol. 11, 3: 177–182.

Webster, J.D., Thomas, R., Rhede, D., Förster, H.J., Seltmann, R., 1997. Melt inclusions in quartz from an evolved peraluminous pegmatite: Geochemical evidence for strong tin

enrichment in fluorine-rich and phosphorus-rich residual liquids. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol.61, 13: 2589-2604.

Wesolowski, D., 1984. Geochemistry of tungsten in scheelite deposits: the skarn ores at King Island, Tasmania (Isotopes, Experimental, Paragenesis). Pennsylvania State University, EUA, 426 pp. Tese de doutoramento.

Wesolowski, D., Ohmoto, H., 1986. Calculated oxygen isotope fractionation factors between water and the minerals scheelite and powellite, Economic Geology, Vol. 81, 471-477.

Wetherill, G.W., 1956. Discordant uranium-lead ages, I. Eos, Transactions American Geophysical Union, Vol. 37, 320–326.

Wilkinson, J. J., 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. Lithos, Vol. 55, (1–4): 229–272.

Wilkinson, J. J., Johnston, J. D., 1996. Pressure fluctuations, phase separation, and gold precipitation during seismic fracture propagation. Geology, Vol. 24, 5: 395–398.

Williams, A.E., McKibben, M.A. and Sloan, R.C., 1992. Gas measurements on geothermal fluids trapped in fracture filling minerals: A new window into the history of geothermal systems. Trans., Geothermal Resources Council, Vol. 16, 199-204.

Williams, I. S., Claesson, S., 1987. Isotopic evidence for the Precambrian provenance and Caledonian metamorphism of high-grade paragneisses from the Seve Nappes, Scandinavian Caledonides. II. Ion microprobe zircon U-Th-Pb. Contributions to Mineralogy and Petrology, Vol. 97, 205–217.

Wolf, M.B., London, D., 1999. Apatite dissolution into peraluminous haplogranitic melts: an experimental study of solubilities and mechanism. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 58, 4127-4145.

Wood, S.A., 1992. Experimental determination of the solubility of WO3(s) and the thermodynamic properties of H2WO4(aq) in the range 300-600°C at 1 kbar: Calculation of scheelite solubility. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 56, 5:1827-1836.

Wood, S.A., Samson, I.M., 2000. The Hydrothermal Geochemistry of Tungsten in Granitoid Environments: I. Relative Solubilities of Ferberite and Scheelite as a Function of T, P, pH, and mNaCl. Economic Geology, Vol. 95, 1:143-182.

Wood, S.A., Vlassopoulos, D., 1989. Experimental determination of the hydrothermal solubility and speciation of tungsten at 500°C and 1 kbar. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol.53, 2: 303-312.

Woodcock, N.H., Schubert, C. 1994. Continental strike-slip tectonics. In: P.L. Hancock (Eds.), Continental Deformation. Pergamon Press, Oxford, 251-263.

Xing, J., Jiang, Y., Xian, H., Yang, W., Yang, Y., Tan, W., Niu, H., He, H., Zhu, J., 2023. Hydrothermal alteration and the remobilization of rare earth elements during reprecipitation of nano-scale apatite in phosphorites. Lithos, Vol. 444-445, 107113.

Xiong, L., Wei, J., Shi, W., Fu, L., Li, H., Zhou, H., Chen, J., Chen, M., 2018. Geochronology, petrology and geochemistry of the Mesozoic Dashizhuzi granites and lamprophyre dykes in eastern Hebei – western Liaoning: implications for lithospheric evolution beneath the North China Craton. Geological Magazine, Vol. 155, 7: 1542-1565.

Xu W.L., Wang Q.H., Yang D.B., Liu X.C., Guo J.H. 2005. SHRIMP zircon U-Pb dating in Jingshan “migmatitic granite”, Bengbu and its geological significance. Science in China, Series D, Vol. 48: 185-191.

Xu, J., Ciobanu, C.L., Cook, N.J., Slattery, A. 2019. Crystals from the powellite-scheelite series at the nanoscale: A case study from the Zhibula Cu Skarn, Gangdese Belt, Tibet. Minerals, Vol.9, 340.

Yakovenko, A., Guedes, A., Noronha, F., Dias da Silva, I., Mateus, A., 2025. P–T-X evolution of the fluids associated with Sn-Li mineralization from Pedra Alta (Argemela, Portugal). Journal of Iberian Geology, Vol. 51, 69-88.

Yamamoto, J., Kagi, H., Kaneoka, I., Lai, Y., Prikhod’ko, V. S., Arai, S., 2002. Fossil pressures of fluid inclusions in mantle xenoliths exhibiting rheology of mantle minerals: implications for the geobarometry of mantle minerals using micro-Raman spectroscopy. Earth and Planetary Science Letters, Vol. 198, (3-4): 511-519.

Yang, M., Yang, Y.H., Romer, R.L., Wu, S.T., Wu, T., Wang, H., 2022. In situ Hf isotope analysis of cassiterite by LA-MCICP-MS: protocol and applications. Journal of Analytical Atomic Spectrometry, Vol. 38, 437–448.

Yang, Z.-F., 2012. Combining Quantitative Textural and Geochemical Studies to Understand the Solidification Processes of a Granite Porphyry: Shanggusi, East Qinling, China. Journal of Petrology, Vol. 53, 9: 1807-1835.

Yardley, B. W. D., 2005. Metal concentrations in crustal fluids and their relationship to ore formation. Economic Geology, Vol. 100, 613–632.

Yardley, B. W. D., Graham, J. T., 2002. The origins of salinity in metamorphic fluids. Geofluids, Vol. 2, 4: 249–256.

Yu, Y.J., Ying, Y.C., Li, W.C., Jiang, X.J., Liu, Y.D., Chen, W., Jiang, S.Y., 2024. Genesis of W mineralization in the Yangla Cu-polymetallic deposit (NW Yunnan, China): Constraints from scheelite microstructure, trace element, U-Pb dating and Sr isotope geochemistry. Ore Geology Reviews, Vol. 69, 106098.

Yuan, Q., Cao, X.-F., Lü, X.-B., Yang, E.-L., Wang, X.-D., Liu, Y.-G., Ruan, B.-X., Mohammed-Abdalla-Adam, M. 2014. Petrology and zircon U–Pb dating combined with Hf isotope study of granitic rocks from the Kuluketage Block (Tarim Craton, NW China). Journal of Geosciences, Vol. 59, 3: 275–291.

Zagruzina, I. A., Pinskii, E. R., Savinova, I. A.,1987. Uranium in cassiterite of tin deposits. International Geology Review, Vol. 29, 94–109.

Zajacz, Z., Halter, W.E., Pettke, T., Guillong, M., 2008. Determination of fluid/melt partition coefficients by LA-ICPMS analysis of co-existing fluid and silicate melt inclusions: Controls on element partitioning. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 72, 8: 2169-2197.

Zeitler, P.K., Herczeg, A.L., McDougall, I., Honda, M., 1987. U-Th-He dating of apatite: A potential thermochronometer. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 51, 10: 2865-2868.

Zha, Z., Zhang, W., Ma, R., Chen, Y., Chen, W. T., 2025. Zircon trace elemental and Hf-O isotopic constraints on the petrogenesis of the REE-fertile and barren alkaline rocks in the South Qinling Belt, China. Ore Geology Reviews, Vol. 182, 106641.

Zhang, J., Yang, Y., Guo, P., Wutiepu, W., 2022. Zircon U–Pb Age and Geochemistry of Ore-Hosting Rocks from the Liuhe Orefield of the Jiapigou Gold Ore Belt, NE China: Magmatism and Tectonic Implications. Minerals, Vol. 12, 9: 1121.

Zhang, L., Ren, L.Y., Xia, X.P., Wang, C., Qian, S.P., 2021. An improved U-Pb age dating method for detrital zircon by LA-MC-ICP-MS. Geochemical Journal, Vol. 52, 433-439.

Zhang, R., Lu, J., Lehmann, B., Li, C., Li, G., Zhang, L., Guo, J., Sun, W. 2017. Combined zircon and cassiterite U–Pb dating of the Piaotang granite-related tungsten–tin deposit, southern Jiangxi tungsten district, China. Ore Geology Reviews, Vol. 82, 268–284.

Zhang, R., Ramos, V., Leal, S., Noronha, F., Pinto, F., 2019. U-Pb geochronology of cassiterites from primary Sn mineralizations in Sn-W Variscan Metallogenic Province, Portugal. 15th Biennal SGA Meeting, Glasgow.

Zhang, S, Zhang, R., Lu, J., Ma, D., Ding, T., Gao, S., Zhang, Q., 2011. Neoproterozoic tin mineralization in South China: geology and cassiterite U–Pb age of the Baotan tin deposit in northern Guangxi. Mineralium Deposita, Vol. 54, 1125–1142.

Zhang, T., Chen, Z. L., Zhou, Z. J., Zhang, W. G., Zhang, Q., Pan, J. Y., 2023. Geochemical characteristics of fluid inclusions and H-O isotopes of the Ashawayi gold deposit in the Southwest Tianshan Orogen and its orogenic-type gold deposit. Geology China, Vol. 50, 5: 1513–1531.

Zhang, X., & Zhang, H., 2014. Geochronological, geochemical, and Sr-Nd-Hf isotopic studies of the Baiyanghe A-type granite porphyry in the Western Junggar: implications for its petrogenesis and tectonic setting. Gondwana Research, 25, 4: 554-1569.

Zhang, X., Guo, F., Zhang, B., Zhao, L., Wang, G., 2021. Mixing of cogenetic magmas in the Cretaceous Zhangzhou calc-alkaline granite from southeast China recorded by in-situ apatite geochemistry. American Mineralogist, Vol. 106, 1679–1689.

Zhang, Y., 1998. Mechanical and phase equilibria in inclusion–host systems. Earth and Planetary Science Letters, Vol. 157, (3–4): 209–222.

Zhang, Z.Z. Qin, J., Lai, S., Long, X., Ju, X., Wang, X., Zhu, Y., Zhang, F., 2019. Origin of Late Permian syenite and gabbro from the Panxi rift, SW China: the fractionation process of mafic magma in the inner zone of the Emeishan mantle plume. Lithos, Vol. 346, 105160.

Zhao, X., Li, N.B., Niu, H.C., Wang, J., Yang, Y.Y., Fu, R.X., Huizenga, J, M., 2020. HREE enrichment during magmatic evolution recorded by apatite: Implication for the ion-adsorption HREE mineralization in South China. Lithos, Vol. 432-433, 106896.

Zhao, Y., Chen, S., Huang, Y., Zhao, J., Xiang, T., Chen, X., 2019. U-Pb Ages, O isotope compositions, Raman spectrum, and geochemistry of cassiterites from the Xiao copper-tin polymetallic deposit in Gejiu District, Yunnan Province. Minerals, Vol. 9, 212.

Zheng, Y. F., 1990. Carbon-oxygen isotopic covariation in hydrothermal calcite during degassing of CO_2. Mineralium Deposita, Vol. 25, 246–250.

Zheng, Y., Zhang, C., Jia, F., Liu, H., Yan, Q., 2021. Apatite and Zircon Geochemistry in Yao'an Alkali-Rich Porphyry Gold Deposit, Southwest China: Implications for Petrogenesis and Mineralization. Minerals, Vol. 11, 11: 1293.

Zheng, Y.F., 1992. Oxygen isotope fractionation in wolframite. European Journal of Mineralogy, Vol. 4, 1331–1335.

Zheng, Y.Y., Xu, B., Lentz, D.R., Yu, Y.Y., Hou, Z., Wang, T., 2024. Machine Learning applied to apatite compositions for determining mineralization potential. American Mineralogist, Vol. 109, 8: 1394–1405.

Zhensheng, C., Ligang, Z., 1992. Hydrogen and Oxygen Isotope Fractionation Mechanism in the Hydrothermal System and Its Geologic Significance. Acta Geologica Sinica, Vol 5, 4: 397-409.

Zhou, C.A., Song, S., Allen, M.B., Wang, C., Su, L., Wang, M., 2021. Post-collisional mafic magmatism: Insights into orogenic collapse and mantle modification from North Qaidam collisional belt, NW China. Lithos, Vol. 398-399, 106311.

Zhu, Q., Xie, G., Cook, N.J., Ciobanu, C, L., 2023. Fingerprinting involvement of evaporites in magmatic-hydrothermal processes from the Jinshandian Fe skarn deposit, eastern China, using apatite geochemistry. Lithos, Vol. 442-443, 107076.

Zhu, X.K., & O'Nions, R.K., 1999. Monazite chemical composition: some implications for monazite geochronology. Contributions to Mineralogy and Petrology, Vol. 137, 4: 351-363.

Sites da Internet

https://actlabs.com/geochemistry-analysis/lithogeochemistry-and-whole-rock-analysis/lithogeochemistry-litho/

https://edm.pt/projetos/recuperacao-ambiental-da-area-mineira-de-murcos/

Anexos

Anexo 1 – Dados das análises pontuais de microssonda eletrónica obtidos na cassiterite de Ervedosa, expressos em percentagem de óxidos (%) e átomos por fórmula unitária (a.p.f.u), calculados na base de 2 átomos de O.

DataSet /Point	(%)									a.p.f.u						
	SnO_2	TiO_2	MnO	FeO	Nb_2O_3	In_2O_3	Ta_2O_5	WO_3	Total	W	Fe	Mn	Ti	Sn	Nb	Ta
196 / 1.	99,1500	0,2100	0,0100	0,0600	0,0700	0,0000	0,4800	0,0000	99,9800	0,000	0,001	0,000	0,004	0,990	0,001	0,003
197 / 1.	98,6900	0,1600	0,0000	0,0900	0,0000	0,0000	0,4700	0,1000	99,5000	0,001	0,002	0,000	0,003	0,991	0,000	0,003
198 / 1.	99,4100	0,2500	0,0000	0,0800	0,0000	0,0000	0,3300	0,0000	100,0700	0,000	0,002	0,000	0,005	0,992	0,000	0,002
199 / 1.	99,0800	0,1900	0,0000	0,0300	0,0300	0,0000	0,2200	0,3100	99,8600	0,002	0,001	0,000	0,004	0,991	0,000	0,002
200 / 1.	98,4400	0,2300	0,0000	0,0600	0,0300	0,0000	0,4100	0,1300	99,3000	0,001	0,001	0,000	0,004	0,990	0,000	0,003
201 / 1.	98,1800	0,2100	0,0000	0,0200	0,1000	0,0000	0,6700	0,0000	99,1800	0,000	0,000	0,000	0,004	0,989	0,001	0,005
202 / 1.	98,9500	0,1700	0,0200	0,0100	0,0800	0,0000	0,4000	0,2100	99,8500	0,001	0,000	0,000	0,003	0,990	0,001	0,003
203 / 1.	99,1500	0,1900	0,0000	0,0400	0,0200	0,0000	0,4500	0,0000	99,8500	0,000	0,001	0,000	0,004	0,992	0,000	0,003
204 / 1.	98,9400	0,2100	0,0000	0,0000	0,0100	0,0000	0,6200	0,0000	99,7900	0,000	0,000	0,000	0,004	0,991	0,000	0,004
205 / 1.	99,1100	0,2100	0,0300	0,0600	0,0000	0,0000	0,4500	0,0000	99,8600	0,000	0,001	0,001	0,004	0,991	0,000	0,003
206 / 1.	99,3500	0,0900	0,0000	0,0000	0,0200	0,0000	0,5400	0,0800	100,0900	0,001	0,000	0,000	0,002	0,993	0,000	0,004
207 / 1.	99,1100	0,2000	0,0000	0,0000	0,0600	0,0000	0,3200	0,0000	99,6900	0,000	0,000	0,000	0,004	0,993	0,001	0,002
208 / 1.	98,9400	0,2100	0,0000	0,0300	0,0000	0,0000	0,4500	0,0000	99,6300	0,000	0,001	0,000	0,004	0,992	0,000	0,003
209 / 1.	98,7700	0,2100	0,0000	0,0600	0,1000	0,0000	0,4400	0,0000	99,5800	0,000	0,001	0,000	0,004	0,990	0,001	0,003
210 / 1.	98,7000	0,2000	0,0100	0,0000	0,0100	0,0000	0,5700	0,1000	99,5900	0,001	0,000	0,000	0,004	0,990	0,000	0,004
211 / 1.	98,4900	0,2100	0,0000	0,0100	0,0000	0,0000	0,3300	0,0200	99,0500	0,000	0,000	0,000	0,004	0,993	0,000	0,002
212 / 1.	98,8800	0,2000	0,0200	0,0000	0,0200	0,0000	0,3200	0,0000	99,4400	0,000	0,000	0,000	0,004	0,993	0,000	0,002
213 / 1.	98,6700	0,2200	0,0000	0,0100	0,0000	0,0000	0,5400	0,2800	99,7100	0,002	0,000	0,000	0,004	0,988	0,000	0,004
214 / 1.	98,3800	0,2100	0,0000	0,0700	0,0400	0,0000	0,3900	0,2700	99,3500	0,002	0,002	0,000	0,004	0,989	0,001	0,003
215 / 1.	98,9700	0,1800	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,2300	0,0500	99,4400	0,000	0,000	0,000	0,003	0,994	0,000	0,002
216 / 1.	98,8800	0,2100	0,0200	0,0800	0,1800	0,0000	0,4500	0,0600	99,8800	0,000	0,002	0,000	0,004	0,988	0,002	0,003
217 / 1.	99,1900	0,2400	0,0000	0,0900	0,1100	0,0000	0,2500	0,0400	99,9200	0,000	0,002	0,000	0,005	0,991	0,001	0,002
218 / 1.	98,2600	0,4300	0,0000	0,1500	0,4500	0,0000	0,2900	0,0000	99,5700	0,000	0,003	0,000	0,008	0,982	0,005	0,002
219 / 1.	97,9500	0,3200	0,0100	0,0200	0,1600	0,0000	0,6700	0,0000	99,1400	0,000	0,000	0,000	0,006	0,986	0,002	0,005
220 / 1.	97,6600	0,2700	0,0000	0,1100	0,1900	0,0000	0,3400	0,0000	98,5600	0,000	0,002	0,000	0,005	0,988	0,002	0,002
221 / 1.	97,9700	0,3500	0,0000	0,0300	0,1500	0,0000	0,5700	0,0000	99,0700	0,000	0,001	0,000	0,007	0,986	0,002	0,004
222 / 1.	98,2000	0,2400	0,0000	0,0300	0,1900	0,0000	0,4400	0,0000	99,1100	0,000	0,001	0,000	0,005	0,989	0,002	0,003
223 / 1.	98,5600	0,2400	0,0200	0,0300	0,1700	0,0000	0,3500	0,2300	99,6100	0,002	0,001	0,000	0,005	0,987	0,002	0,002
224 / 1.	98,4300	0,2800	0,0100	0,0700	0,1000	0,0000	0,4200	0,0000	99,3100	0,000	0,002	0,000	0,005	0,989	0,001	0,003
225 / 1.	98,6400	0,2300	0,0000	0,1100	0,2900	0,0000	0,3800	0,0000	99,6500	0,000	0,002	0,000	0,004	0,987	0,003	0,003
226 / 1.	97,8300	0,2600	0,0200	0,0800	0,3800	0,0000	0,5000	0,0400	99,1100	0,000	0,002	0,000	0,005	0,984	0,004	0,003
227 / 1.	98,2500	0,2800	0,0200	0,0200	0,1800	0,0000	0,2800	0,2000	99,2200	0,001	0,000	0,000	0,005	0,987	0,002	0,002
228 / 1.	98,8000	0,2900	0,0200	0,0900	0,2700	0,0000	0,2400	0,0200	99,7200	0,000	0,002	0,000	0,006	0,987	0,003	0,002
229 / 1.	98,6200	0,3000	0,0300	0,0200	0,1100	0,0000	0,5900	0,0000	99,6700	0,000	0,000	0,001	0,006	0,987	0,001	0,004
230 / 1.	98,8300	0,2900	0,0000	0,0100	0,1800	0,0000	0,1800	0,0300	99,5100	0,000	0,000	0,000	0,006	0,990	0,002	0,001
231 / 1.	98,6200	0,2800	0,0000	0,0600	0,3300	0,0000	0,4200	0,2800	99,9900	0,002	0,001	0,000	0,005	0,983	0,004	0,003
232 / 1.	98,6300	0,2100	0,0100	0,1000	0,2400	0,0000	0,3000	0,0000	99,4900	0,000	0,002	0,000	0,004	0,989	0,003	0,002
233 / 1.	98,0000	0,2700	0,0000	0,0400	0,3000	0,0000	0,5900	0,0000	99,2100	0,000	0,001	0,000	0,005	0,985	0,003	0,004
234 / 1.	98,9100	0,2400	0,0400	0,0000	0,1700	0,0000	0,3400	0,0000	99,7000	0,000	0,000	0,001	0,005	0,990	0,002	0,002

235 / 1.	97,8900	0,2900	0,0000	0,0500	0,1800	0,0000	0,5600	0,1500	99,1300	0,001	0,001	0,000	0,006	0,985	0,002	0,004
236 / 1.	97,7100	0,3400	0,0000	0,0000	0,3000	0,0000	0,5300	0,0000	98,8800	0,000	0,000	0,000	0,007	0,985	0,003	0,004
237 / 1.	98,6600	0,1900	0,0200	0,0900	0,1300	0,0000	0,4800	0,1800	99,7400	0,001	0,002	0,000	0,004	0,988	0,002	0,003
238 / 1.	98,2700	0,2400	0,0000	0,0000	0,0500	0,0000	0,4300	0,0000	99,0000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,991	0,001	0,003
239 / 1.	97,9700	0,2800	0,0100	0,0000	0,0600	0,0000	0,4900	0,0000	98,8100	0,000	0,000	0,000	0,005	0,990	0,001	0,003
240 / 1.	98,1200	0,1500	0,0400	0,0300	0,0700	0,0000	0,4700	0,0700	98,9500	0,001	0,001	0,001	0,003	0,991	0,001	0,003
241 / 1.	98,5900	0,2000	0,0000	0,0200	0,0000	0,0000	0,4100	0,1800	99,4100	0,001	0,000	0,000	0,004	0,991	0,000	0,003
242 / 1.	98,4300	0,2100	0,0000	0,0300	0,0000	0,0000	0,3900	0,1100	99,1600	0,001	0,001	0,000	0,004	0,991	0,000	0,003
243 / 1.	98,1600	0,2000	0,0000	0,0800	0,0000	0,0000	0,4200	0,1900	99,0500	0,001	0,002	0,000	0,004	0,990	0,000	0,003
244 / 1.	99,3100	0,3100	0,0300	0,0400	0,0000	0,0000	0,3800	0,0900	100,1400	0,001	0,001	0,001	0,006	0,989	0,000	0,003
245 / 1.	98,9900	0,2200	0,0100	0,0100	0,0000	0,0000	0,2400	0,0400	99,5000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,993	0,000	0,002
246 / 1.	98,3600	0,2000	0,0500	0,0500	0,0000	0,0000	0,5100	0,2000	99,3600	0,001	0,001	0,001	0,004	0,989	0,000	0,004
247 / 1.	99,2500	0,2600	0,0500	0,0300	0,0600	0,0000	0,1700	0,0000	99,8200	0,000	0,001	0,001	0,005	0,992	0,001	0,001
248 / 1.	98,5000	0,2200	0,0000	0,0300	0,0000	0,0000	0,5200	0,0000	99,2700	0,000	0,001	0,000	0,004	0,991	0,000	0,004
249 / 1.	99,3500	0,2200	0,0000	0,0200	0,0000	0,0000	0,3800	0,0000	99,9700	0,000	0,000	0,000	0,004	0,992	0,000	0,003
250 / 1.	98,8400	0,2400	0,0000	0,0200	0,0000	0,0000	0,5300	0,1000	99,7400	0,001	0,000	0,000	0,005	0,990	0,000	0,004
251 / 1.	98,4300	0,2900	0,0100	0,0800	0,0000	0,0000	0,3500	0,0900	99,2600	0,001	0,002	0,000	0,006	0,990	0,000	0,002
252 / 1.	98,1700	0,4900	0,0000	0,0300	0,0300	0,0000	0,3700	0,0000	99,0800	0,000	0,001	0,000	0,009	0,987	0,000	0,003
253 / 1.	98,2800	0,6400	0,0000	0,0800	0,0000	0,0000	0,3200	0,0000	99,3200	0,000	0,002	0,000	0,012	0,984	0,000	0,002
254 / 1.	98,4700	0,3700	0,0000	0,0300	0,0700	0,0000	0,3200	0,0000	99,2600	0,000	0,001	0,000	0,007	0,989	0,001	0,002
255 / 1.	98,5900	0,4000	0,0000	0,0000	0,0200	0,0000	0,5000	0,0000	99,5000	0,000	0,000	0,000	0,008	0,988	0,000	0,003
256 / 1.	99,3400	0,1700	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,5100	0,0000	100,0200	0,000	0,000	0,000	0,003	0,993	0,000	0,004
257 / 1.	99,3200	0,2300	0,0000	0,0400	0,0300	0,0000	0,5200	0,0700	100,2100	0,001	0,001	0,000	0,004	0,990	0,000	0,004
258 / 1.	99,0500	0,2100	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,3500	0,2700	99,8800	0,002	0,000	0,000	0,004	0,990	0,000	0,002
259 / 1.	98,9800	0,2100	0,0000	0,0400	0,0300	0,0000	0,2700	0,0000	99,5300	0,000	0,001	0,000	0,004	0,993	0,000	0,002
260 / 1.	98,5900	0,2100	0,0000	0,0200	0,0000	0,0000	0,6200	0,0000	99,4400	0,000	0,000	0,000	0,004	0,991	0,000	0,004
261 / 1.	98,3900	0,2700	0,0100	0,0000	0,0500	0,0000	0,3800	0,0000	99,1100	0,000	0,000	0,002	0,005	0,991	0,001	0,003
262 / 1.	98,3100	0,2300	0,0000	0,0300	0,0300	0,0000	0,3700	0,1100	99,0900	0,001	0,001	0,000	0,004	0,991	0,000	0,003
263 / 1.	98,9100	0,2700	0,0100	0,0000	0,0000	0,0000	0,3700	0,2900	99,8500	0,002	0,000	0,000	0,005	0,989	0,000	0,003
264 / 1.	99,3900	0,2400	0,0300	0,0600	0,0300	0,0000	0,3400	0,0000	100,1000	0,000	0,001	0,001	0,005	0,991	0,000	0,002
265 / 1.	99,5000	0,2100	0,0500	0,0200	0,0000	0,0000	0,4600	0,0000	100,2300	0,000	0,000	0,001	0,004	0,991	0,000	0,003
266 / 1.	98,8200	0,1000	0,0000	0,0300	0,0000	0,0000	0,5000	0,0200	99,4700	0,000	0,001	0,000	0,002	0,993	0,000	0,003
267 / 1.	99,1000	0,2300	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,5000	0,0300	99,8800	0,000	0,000	0,000	0,004	0,991	0,000	0,003
268 / 1.	98,5700	0,2300	0,0000	0,0400	0,0500	0,0000	0,3400	0,0000	99,2500	0,000	0,001	0,000	0,004	0,992	0,001	0,002
269 / 1.	99,0100	0,1800	0,0000	0,0600	0,0000	0,0000	0,3000	0,3200	99,8700	0,002	0,001	0,000	0,003	0,990	0,000	0,002
270 / 1.	98,4800	0,1000	0,0200	0,0300	0,0600	0,0000	0,5200	0,0000	99,2100	0,000	0,001	0,000	0,002	0,992	0,001	0,004
271 / 1.	98,6800	0,1600	0,0300	0,0100	0,0000	0,0000	0,3100	0,1100	99,2900	0,001	0,000	0,001	0,003	0,993	0,000	0,002
272 / 1.	98,8600	0,1800	0,0200	0,0400	0,0400	0,0000	0,5600	0,0000	99,7000	0,000	0,001	0,000	0,003	0,991	0,001	0,004
273 / 1.	98,4500	0,1700	0,0000	0,0000	0,0300	0,0000	0,3200	0,0000	98,9700	0,000	0,000	0,000	0,003	0,994	0,000	0,002
274 / 1.	98,6100	0,1500	0,0000	0,0300	0,0000	0,0000	0,3500	0,0000	99,1400	0,000	0,001	0,000	0,003	0,994	0,000	0,002
275 / 1.	99,0400	0,2200	0,0100	0,0200	0,0800	0,0000	0,2600	0,0000	99,6300	0,000	0,000	0,000	0,004	0,992	0,001	0,002
276 / 1.	99,0700	0,1600	0,0000	0,0700	0,1700	0,0000	0,2100	0,0000	99,6800	0,000	0,002	0,000	0,003	0,992	0,002	0,001
277 / 1.	99,0000	0,2100	0,0000	0,0300	0,2200	0,0000	0,3500	0,1300	99,9500	0,001	0,001	0,000	0,004	0,988	0,003	0,002
278 / 1.	98,7300	0,1500	0,0100	0,0100	0,2400	0,0000	0,4300	0,0000	99,5700	0,000	0,000	0,000	0,003	0,990	0,003	0,003
279 / 1.	98,7900	0,1700	0,0600	0,0300	0,2600	0,0000	0,5700	0,1100	100,0000	0,001	0,001	0,001	0,003	0,986	0,003	0,004
280 / 1.	98,9900	0,2000	0,0100	0,1400	0,2700	0,0000	0,4300	0,0000	100,0400	0,000	0,003	0,000	0,004	0,987	0,003	0,003

281 / 1.	99,1200	0,1700	0,0000	0,0600	0,2300	0,0000	0,4400	0,0400	100,0500	0,000	0,001	0,000	0,003	0,989	0,003	0,003
282 / 1.	98,3700	0,2400	0,0100	0,1200	0,3800	0,0000	0,4500	0,1500	99,7200	0,001	0,003	0,000	0,005	0,983	0,004	0,003
283 / 1.	98,2800	0,1800	0,0000	0,0700	0,2000	0,0000	0,3900	0,0000	99,1100	0,000	0,002	0,000	0,003	0,990	0,002	0,003
284 / 1.	98,7500	0,2100	0,0500	0,1200	0,4500	0,0000	0,2900	0,0800	99,9600	0,001	0,003	0,001	0,004	0,985	0,005	0,002
285 / 1.	98,6400	0,1700	0,0100	0,0800	0,3000	0,0000	0,4900	0,1400	99,8300	0,001	0,002	0,000	0,003	0,986	0,003	0,003
286 / 1.	98,4600	0,3100	0,0500	0,2100	0,5200	0,0000	0,5700	0,0400	100,1500	0,000	0,004	0,001	0,006	0,979	0,006	0,004
287 / 1.	99,3700	0,1100	0,0200	0,1100	0,1600	0,0000	0,2300	0,0000	99,9900	0,000	0,002	0,000	0,002	0,992	0,002	0,002
288 / 1.	99,0100	0,1500	0,0000	0,0400	0,1200	0,0000	0,5900	0,0700	99,9800	0,001	0,001	0,000	0,003	0,989	0,001	0,004
289 / 1.	98,6100	0,1600	0,0000	0,0500	0,1900	0,0000	0,3400	0,0000	99,3600	0,000	0,001	0,000	0,003	0,991	0,002	0,002
290 / 1.	98,7200	0,2100	0,0000	0,0200	0,1500	0,0000	0,1300	0,3300	99,5600	0,002	0,001	0,000	0,004	0,989	0,002	0,001
291 / 1.	99,3800	0,1500	0,0000	0,0200	0,0000	0,0000	0,5700	0,2800	100,4000	0,002	0,000	0,000	0,003	0,989	0,000	0,004
292 / 1.	98,7200	0,1700	0,0100	0,0300	0,0000	0,0000	0,3800	0,0000	99,3100	0,000	0,001	0,000	0,003	0,993	0,000	0,003
293 / 1.	99,1900	0,1300	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,6100	0,0300	99,9700	0,000	0,000	0,000	0,003	0,992	0,000	0,004
294 / 1.	99,5200	0,1700	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,6100	0,0000	100,3000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,992	0,000	0,004
295 / 1.	98,9700	0,1100	0,0000	0,0100	0,0000	0,0000	0,4500	0,1600	99,7000	0,001	0,000	0,000	0,002	0,992	0,000	0,003
296 / 1.	98,2400	0,4400	0,0100	0,0400	0,3000	0,0000	0,3600	0,0100	99,3900	0,000	0,001	0,000	0,008	0,984	0,003	0,003
297 / 1.	99,1400	0,2200	0,0100	0,0800	0,2300	0,0000	0,5900	0,0000	100,2700	0,000	0,002	0,000	0,004	0,987	0,003	0,004
298 / 1.	98,8300	0,3600	0,0500	0,0600	0,1400	0,0000	0,2900	0,2300	99,9500	0,002	0,001	0,001	0,007	0,985	0,002	0,002
299 / 1.	99,0500	0,2300	0,0300	0,0500	0,2300	0,0000	0,3300	0,0200	99,9200	0,000	0,001	0,001	0,004	0,989	0,003	0,002
300 / 1.	99,3200	0,1700	0,0200	0,0100	0,0400	0,0000	0,2500	0,0000	99,8100	0,000	0,000	0,000	0,003	0,994	0,001	0,002
301 / 1.	99,2200	0,2900	0,0000	0,0000	0,0100	0,0000	0,4200	0,0000	99,9400	0,000	0,000	0,000	0,006	0,991	0,000	0,003
302 / 1.	98,5500	0,3100	0,0000	0,0500	0,0000	0,0000	0,5200	0,0500	99,4800	0,000	0,001	0,000	0,006	0,989	0,000	0,004
303 / 1.	99,2900	0,2400	0,0500	0,0800	0,0600	0,0000	0,4900	0,0000	100,2200	0,000	0,002	0,001	0,005	0,989	0,001	0,003
304 / 1.	99,5200	0,1600	0,0000	0,0100	0,0300	0,0000	0,2200	0,0800	100,0300	0,001	0,000	0,000	0,003	0,994	0,000	0,002
305 / 1.	99,2000	0,2100	0,0100	0,0000	0,1100	0,0000	0,2700	0,0000	99,8000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,992	0,001	0,002
306 / 1.	99,1600	0,1600	0,0000	0,0300	0,0200	0,0000	0,4800	0,1800	100,0300	0,001	0,001	0,000	0,003	0,991	0,000	0,003
307 / 1.	99,5700	0,1300	0,0100	0,0400	0,0000	0,0000	0,2400	0,1200	100,1000	0,001	0,001	0,000	0,002	0,994	0,000	0,002
308 / 1.	99,6900	0,1300	0,0000	0,0400	0,0000	0,0000	0,4000	0,0000	100,2500	0,000	0,001	0,000	0,002	0,994	0,000	0,003
309 / 1.	99,4400	0,1100	0,0100	0,0000	0,0000	0,0000	0,4000	0,0900	100,0600	0,001	0,000	0,000	0,002	0,994	0,000	0,003
310 / 1.	99,1700	0,3100	0,0300	0,0000	0,0200	0,0000	0,4800	0,0000	100,0000	0,000	0,000	0,001	0,006	0,990	0,000	0,003
311 / 1.	99,1700	0,2900	0,0000	0,0200	0,0200	0,0000	0,4500	0,0000	99,9500	0,000	0,000	0,000	0,006	0,990	0,000	0,003
312 / 1.	99,7300	0,2600	0,0100	0,0400	0,1200	0,0000	0,4000	0,0000	100,5600	0,000	0,001	0,000	0,005	0,990	0,001	0,003
313 / 1.	99,2300	0,1300	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,3500	0,0500	99,7600	0,000	0,000	0,000	0,003	0,994	0,000	0,002
314 / 1.	98,7400	0,3600	0,0000	0,0800	0,2600	0,0000	0,3900	0,0000	99,8400	0,000	0,002	0,000	0,007	0,985	0,003	0,003
315 / 1.	98,7900	0,2200	0,0000	0,0600	0,2600	0,0000	0,4200	0,0000	99,7500	0,000	0,001	0,000	0,004	0,988	0,003	0,003
316 / 1.	99,0500	0,1500	0,0500	0,0000	0,0000	0,0000	0,4100	0,0500	99,7100	0,000	0,000	0,001	0,003	0,993	0,000	0,003
317 / 1.	99,1900	0,1500	0,0000	0,0300	0,0700	0,0000	0,3800	0,0600	99,8800	0,000	0,001	0,000	0,003	0,992	0,001	0,003
318 / 1.	99,9000	0,2000	0,0000	0,0700	0,0000	0,0000	0,5200	0,3600	101,0500	0,002	0,002	0,000	0,004	0,988	0,000	0,004
319 / 1.	99,2100	0,1600	0,0100	0,0200	0,0000	0,0000	0,4500	0,0000	99,8400	0,000	0,000	0,000	0,003	0,993	0,000	0,003
320 / 1.	99,5900	0,1700	0,0000	0,0200	0,0300	0,0000	0,2100	0,0000	100,0200	0,000	0,000	0,000	0,003	0,994	0,000	0,001
321 / 1.	99,4300	0,1900	0,0200	0,0000	0,0300	0,0000	0,4500	0,1200	100,2400	0,001	0,000	0,000	0,004	0,991	0,000	0,003
322 / 1.	98,8300	0,1900	0,0500	0,0700	0,0500	0,0000	0,1000	0,1400	99,4200	0,001	0,002	0,001	0,004	0,992	0,001	0,001
323 / 1.	99,6000	0,2100	0,0000	0,0000	0,0400	0,0000	0,2700	0,1700	100,3000	0,001	0,000	0,000	0,004	0,992	0,001	0,002
324 / 1.	99,5900	0,1800	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,4500	0,0700	100,3000	0,001	0,000	0,000	0,003	0,992	0,000	0,003
325 / 1.	98,8500	0,1800	0,0000	0,0900	0,2200	0,0000	0,4300	0,1100	99,8800	0,001	0,002	0,000	0,003	0,988	0,003	0,003
326 / 1.	99,1000	0,1700	0,0000	0,0800	0,0800	0,0000	0,5300	0,2000	100,1700	0,001	0,002	0,000	0,003	0,988	0,001	0,004

327 / 1.	99,3800	0,1800	0,0100	0,0500	0,2500	0,0000	0,5500	0,0000	100,4200	0,000	0,001	0,002	0,003	0,988	0,003	0,004
328 / 1.	99,6100	0,1600	0,0400	0,0300	0,1600	0,0000	0,4500	0,1400	100,5900	0,001	0,001	0,001	0,003	0,989	0,002	0,003
329 / 1.	98,9300	0,1900	0,0200	0,1200	0,1700	0,0000	0,6400	0,0000	100,0800	0,000	0,003	0,000	0,004	0,987	0,002	0,004
330 / 1.	98,4900	0,1600	0,0100	0,0600	0,3200	0,0000	0,4400	0,2200	99,7000	0,001	0,001	0,000	0,003	0,986	0,004	0,003
331 / 1.	99,6000	0,1800	0,0100	0,0000	0,1700	0,0000	0,5400	0,1000	100,6000	0,001	0,000	0,000	0,003	0,989	0,002	0,004
332 / 1.	99,5300	0,1400	0,0100	0,0900	0,2100	0,0000	0,3900	0,0000	100,3800	0,000	0,002	0,000	0,003	0,990	0,002	0,003
333 / 1.	99,2300	0,1500	0,0000	0,0800	0,2200	0,0000	0,4200	0,0100	100,1100	0,000	0,002	0,000	0,003	0,990	0,003	0,003
334 / 1.	100,230	0,1700	0,0000	0,0000	0,0100	0,0000	0,2800	0,0700	100,7600	0,001	0,001	0,000	0,003	0,986	0,004	0,003
335 / 1.	99,1000	0,1300	0,0500	0,0800	0,2100	0,0000	0,5100	0,0000	100,0900	0,000	0,002	0,001	0,002	0,989	0,002	0,004
336 / 1.	99,1000	0,1500	0,0600	0,0800	0,2000	0,0000	0,3800	0,0000	99,9700	0,000	0,002	0,001	0,003	0,990	0,002	0,003
337 / 1.	99,4500	0,1600	0,0700	0,0600	0,1900	0,0000	0,1700	0,0600	100,1600	0,000	0,001	0,002	0,003	0,991	0,002	0,001
338 / 1.	98,6900	0,1900	0,0000	0,0600	0,1700	0,0000	0,4700	0,0800	99,6600	0,001	0,001	0,000	0,004	0,989	0,002	0,003
339 / 1.	98,6900	0,1500	0,0100	0,0600	0,2100	0,0000	0,6900	0,0000	99,8000	0,000	0,001	0,000	0,003	0,988	0,002	0,005
340 / 1.	99,0100	0,2100	0,0000	0,0800	0,2800	0,0000	0,4900	0,0800	100,1400	0,001	0,002	0,000	0,004	0,986	0,003	0,003
341 / 1.	99,5500	0,1400	0,0000	0,0300	0,1100	0,0000	0,4400	0,0000	100,2700	0,000	0,001	0,000	0,003	0,992	0,001	0,003
342 / 1.	99,3800	0,1800	0,0000	0,0200	0,2800	0,0000	0,6400	0,0000	100,5000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,987	0,003	0,004
343 / 1.	99,0300	0,1700	0,0300	0,0700	0,2900	0,0000	0,3900	0,0900	100,0800	0,001	0,002	0,001	0,003	0,988	0,003	0,003
344 / 1.	98,9900	0,1700	0,0000	0,1200	0,1600	0,0000	0,2700	0,1700	99,8900	0,001	0,003	0,000	0,003	0,989	0,002	0,002
345 / 1.	98,6900	0,2500	0,0500	0,0400	0,3100	0,0000	0,3500	0,4400	100,1200	0,003	0,001	0,001	0,005	0,983	0,004	0,002
346 / 1.	99,5500	0,1300	0,0000	0,0700	0,2300	0,0000	0,6800	0,1500	100,8000	0,001	0,002	0,000	0,002	0,986	0,003	0,005
347 / 1.	99,6200	0,1700	0,0000	0,0700	0,3500	0,0000	0,2200	0,0000	100,4300	0,000	0,002	0,000	0,003	0,989	0,004	0,002
348 / 1.	99,5800	0,2000	0,0100	0,0400	0,1700	0,0000	0,3400	0,0600	100,3800	0,000	0,001	0,000	0,004	0,990	0,002	0,002
349 / 1.	99,3200	0,1900	0,0100	0,0200	0,1500	0,0000	0,4600	0,0000	100,1400	0,000	0,000	0,000	0,004	0,990	0,002	0,003
350 / 1.	99,6600	0,1800	0,0400	0,0000	0,2000	0,0000	0,4300	0,2500	100,7700	0,002	0,000	0,001	0,003	0,987	0,002	0,003
351 / 1.	99,0400	0,1500	0,0000	0,0800	0,1600	0,0000	0,6500	0,1400	100,2200	0,001	0,002	0,000	0,003	0,987	0,002	0,004
352 / 1.	99,4400	0,2200	0,0400	0,0900	0,1200	0,0000	0,2500	0,1900	100,3500	0,001	0,002	0,001	0,004	0,989	0,001	0,002
353 / 1.	99,5300	0,1300	0,0300	0,0500	0,1500	0,0000	0,3200	0,0400	100,2500	0,000	0,001	0,001	0,002	0,992	0,002	0,002
354 / 1.	98,7700	0,1500	0,0000	0,0100	0,3000	0,0000	0,4900	0,0500	99,7800	0,000	0,000	0,000	0,003	0,988	0,003	0,003
355 / 1.	99,0400	0,1200	0,0200	0,0800	0,1600	0,0000	0,4500	0,0800	99,9500	0,001	0,002	0,000	0,002	0,990	0,002	0,003
356 / 1.	99,3200	0,1400	0,0300	0,1000	0,0400	0,0000	0,6700	0,2300	100,5300	0,002	0,002	0,001	0,003	0,988	0,001	0,005
357 / 1.	98,9400	0,3000	0,0000	0,0400	0,0000	0,0000	0,3600	0,0000	99,6400	0,000	0,001	0,000	0,006	0,991	0,000	0,003
358 / 1.	98,8200	0,3200	0,0100	0,0900	0,0500	0,0000	0,4700	0,0100	99,7700	0,000	0,002	0,000	0,006	0,988	0,001	0,003
359 / 1.	98,9400	0,3100	0,0000	0,0200	0,0000	0,0000	0,3600	0,0000	99,6300	0,000	0,000	0,000	0,006	0,991	0,000	0,003
360 / 1.	98,8500	0,3000	0,0000	0,0600	0,0100	0,0000	0,5500	0,0400	99,8100	0,000	0,001	0,000	0,006	0,989	0,000	0,004
361 / 1.	98,9900	0,2500	0,0000	0,1200	0,1000	0,0000	0,5000	0,0000	99,9600	0,000	0,003	0,000	0,005	0,988	0,001	0,003
362 / 1.	98,8500	0,2900	0,0000	0,0300	0,0800	0,0000	0,3600	0,0000	99,6200	0,000	0,001	0,000	0,006	0,990	0,001	0,003
363 / 1.	98,2300	0,3000	0,0300	0,0200	0,0000	0,0000	0,3500	0,2500	99,1800	0,002	0,000	0,001	0,006	0,988	0,000	0,002
364 / 1.	98,9600	0,3000	0,0000	0,0600	0,0000	0,0000	0,2600	0,0000	99,5800	0,000	0,001	0,006	0,006	0,988	0,000	0,002
365 / 1.	98,5000	0,3100	0,0000	0,0600	0,0000	0,0000	0,3000	0,0000	99,1700	0,000	0,001	0,000	0,006	0,991	0,000	0,002
366 / 1.	98,6200	0,3600	0,0100	0,0300	0,0000	0,0000	0,3200	0,0000	99,3400	0,000	0,001	0,000	0,007	0,990	0,000	0,002
367 / 1.	98,8500	0,3300	0,0000	0,0300	0,0400	0,0000	0,3800	0,3300	99,9600	0,002	0,001	0,000	0,006	0,987	0,001	0,003
368 / 1.	97,8800	0,3300	0,0000	0,0800	0,0800	0,0000	0,4200	0,0000	98,7800	0,000	0,002	0,000	0,006	0,988	0,001	0,003
369 / 1.	98,8400	0,2900	0,0100	0,0400	0,0100	0,0000	0,3800	0,3200	99,9100	0,002	0,001	0,000	0,006	0,988	0,000	0,003
370 / 1.	98,8100	0,3200	0,0000	0,1300	0,0400	0,0000	0,2700	0,0000	99,5600	0,000	0,003	0,000	0,006	0,990	0,001	0,002
371 / 1.	98,8600	0,2900	0,0000	0,0300	0,0400	0,0000	0,4000	0,0900	99,7200	0,001	0,001	0,000	0,006	0,989	0,001	0,003
372 / 1.	99,3400	0,2800	0,0200	0,0000	0,1100	0,0000	0,3100	0,1000	100,1700	0,001	0,000	0,000	0,005	0,989	0,001	0,002

373 / 1.	98,3800	0,2400	0,0000	0,0900	0,0700	0,0000	0,4900	0,0000	99,2700	0,000	0,002	0,000	0,005	0,989	0,001	0,003
374 / 1.	98,3300	0,4100	0,0400	0,0200	0,0700	0,0000	0,5500	0,0000	99,4200	0,000	0,000	0,001	0,008	0,986	0,001	0,004
375 / 1.	99,1800	0,3900	0,0100	0,0500	0,0000	0,0000	0,4600	0,0000	100,0900	0,000	0,001	0,000	0,007	0,988	0,000	0,003
376 / 1.	99,1300	0,4200	0,0700	0,1200	0,0900	0,0000	0,3200	0,0000	100,1500	0,000	0,003	0,002	0,008	0,986	0,001	0,002
377 / 1.	98,8300	0,1600	0,0000	0,0700	0,2400	0,0000	0,6500	0,1400	100,1000	0,001	0,002	0,000	0,003	0,986	0,003	0,004
378 / 1.	99,5600	0,1900	0,0000	0,0200	0,0900	0,0000	0,5500	0,0100	100,4200	0,000	0,000	0,000	0,004	0,990	0,001	0,004
379 / 1.	99,4300	0,2200	0,0000	0,1100	0,1500	0,0000	0,6700	0,1700	100,7400	0,001	0,002	0,000	0,004	0,985	0,002	0,005
380 / 1.	99,3300	0,2100	0,0000	0,1100	0,1600	0,0000	0,7100	0,0000	100,5100	0,000	0,002	0,000	0,004	0,987	0,002	0,005
381 / 1.	99,5700	0,1900	0,0200	0,0700	0,1000	0,0000	0,4600	0,0000	100,4200	0,000	0,002	0,000	0,004	0,990	0,001	0,003
382 / 1.	98,9900	0,2200	0,0200	0,0900	0,1700	0,0000	0,3500	0,0000	99,8400	0,000	0,002	0,000	0,004	0,989	0,002	0,002
383 / 1.	98,7800	0,2100	0,0000	0,0600	0,2300	0,0000	0,3300	0,0400	99,6400	0,000	0,001	0,000	0,004	0,989	0,003	0,002
384 / 1.	99,4600	0,2300	0,0000	0,0800	0,1800	0,0000	0,4500	0,1800	100,5800	0,001	0,002	0,000	0,004	0,987	0,002	0,003
385 / 1.	99,1500	0,1800	0,0000	0,0200	0,1400	0,0000	0,4400	0,1000	100,0400	0,001	0,000	0,000	0,003	0,990	0,002	0,003
386 / 1.	99,1200	0,1900	0,0000	0,0200	0,1700	0,0000	0,4900	0,1500	100,1400	0,001	0,000	0,000	0,004	0,988	0,002	0,003
387 / 1.	99,2400	0,2200	0,0000	0,0800	0,1700	0,0000	0,3200	0,2200	100,2500	0,001	0,002	0,000	0,004	0,988	0,002	0,002
388 / 1.	99,0900	0,2700	0,0000	0,0600	0,2000	0,0000	0,4000	0,0000	100,0200	0,000	0,001	0,000	0,005	0,988	0,002	0,003
389 / 1.	99,4400	0,1700	0,0400	0,0100	0,1900	0,0000	0,3900	0,0500	100,2900	0,000	0,000	0,001	0,003	0,990	0,002	0,003
390 / 1.	99,0200	0,2200	0,0000	0,1300	0,2100	0,0000	0,3900	0,0000	99,9700	0,000	0,003	0,000	0,004	0,988	0,002	0,003
391 / 1.	99,0000	0,2400	0,0000	0,0400	0,3600	0,0000	0,3100	0,0000	99,9500	0,000	0,001	0,000	0,005	0,987	0,004	0,002
392 / 1.	98,9600	0,2100	0,0000	0,1100	0,2800	0,0000	0,4100	0,0000	99,9600	0,000	0,002	0,000	0,004	0,987	0,003	0,003
393 / 1.	99,1400	0,2300	0,0000	0,0800	0,2100	0,0000	0,3300	0,2400	100,2300	0,002	0,002	0,000	0,004	0,987	0,002	0,002
394 / 1.	99,5000	0,2200	0,0200	0,0300	0,1600	0,0000	0,4900	0,2900	100,7200	0,002	0,001	0,000	0,004	0,986	0,002	0,003
395 / 1.	98,6300	0,2600	0,0400	0,0800	0,2600	0,0000	0,5400	0,0800	99,8900	0,001	0,002	0,001	0,005	0,985	0,003	0,004
396 / 1.	98,9600	0,2500	0,0000	0,0000	0,2300	0,0000	0,3900	0,0000	99,8200	0,000	0,000	0,000	0,005	0,989	0,003	0,003

Anexo 2 - Dados das análises pontuais de microssonda eletrónica obtidos nas inclusões de columbite-Fe e columbite-Mn presentes na cassiterite de Ervedosa, expressos em percentagem de óxidos (%) e atómos por fórmula unitária (a.p.f.u), calculados na base de 8 átomos de O.

Data Point	**(%)**								**a.p.f.u**							**Tipo**
	Nb_2O_3	**Ta_2O_5**	**TiO_2**	**SnO_2**	**WO_3**	**MnO**	**FeO**	**Total**	**Nb**	**Ta**	**Ti**	**Sn**	**W**	**Mn**	**Fe Total**	
19.2	57,65	13,54	4,12	3,02	4,02	8,31	9,33	99,99	2,048	0,299	0,298	0,074	0,098	0,487	0,698	Columbite-Fe
19.3	57,01	13,09	3,98	2,53	4,51	7,35	11,52	99,99	2,102	0,278	0,278	0,049	0,099	0,552	0,708	
19.4	57,12	13,11	3,77	3,12	3,56	7,48	11,86	100,02	2,022	0,291	0,265	0,054	0,093	0,571	0,705	
19.5	57,48	11,09	3,29	0,79	10,35	10,96	6,03	99,99	2,048	0,271	0,157	0,016	0,247	0,869	0,391	Columbite-Mn
19.6	56,57	9,98	4,15	1,31	9,78	12,64	5,58	100,01	2,035	0,335	0,148	0,011	0,306	0,834	0,332	
19.7	56,88	11,05	5,21	0,85	11,02	10,5	4,47	99,98	2,012	0,266	0,146	0,019	0,289	0,879	0,388	

Anexo 3 – Dados das análises pontuais de microssonda eletrónica obtidos na cassiterite de Ervedosa, expressos em percentagem de óxidos (%) e átomos por fórmula unitária (a.p.f.u), calculados na base de 2 átomos de O.

DataSet/ Point	(%)									a.p.f.u						
	SnO_2	TiO_2	MnO	FeO	Nb_2O_3	In_2O_3	Ta_2O_5	WO_3	Total	W	Fe	Mn	Ti	Sn	Nb	Ta
1 / 1.	77,9500	0,4000	0,0000	0,0200	0,0400	0,0000	0,2500	0,1400	100,10	0,001	0,000	0,000	0,012	0,982	0,001	0,002
2 / 1.	77,4900	0,4100	0,0000	0,0100	0,1400	0,0000	0,3600	0,0000	99,59	0,000	0,000	0,000	0,013	0,981	0,002	0,003
3 / 1.	77,7900	0,3800	0,0200	0,0100	0,0200	0,0000	0,4600	0,0500	100,00	0,001	0,000	0,000	0,012	0,982	0,000	0,004
4 / 1.	77,4200	0,4100	0,0000	0,0300	0,1100	0,0000	0,3700	0,0900	99,63	0,001	0,001	0,000	0,013	0,980	0,002	0,003
5 / 1.	77,3900	0,4300	0,0000	0,0300	0,1100	0,0000	0,4700	0,2400	99,96	0,002	0,001	0,000	0,014	0,976	0,002	0,004
6 / 1.	77,5700	0,4000	0,0000	0,0700	0,0600	0,0000	0,4500	0,0000	99,73	0,000	0,002	0,000	0,013	0,981	0,001	0,004
7 / 1.	77,3600	0,4200	0,0000	0,0800	0,1300	0,0000	0,4700	0,0000	99,62	0,000	0,002	0,000	0,013	0,979	0,002	0,004
8 / 1.	78,1600	0,4100	0,0000	0,0600	0,1400	0,0000	0,3000	0,0100	100,47	0,000	0,002	0,000	0,013	0,981	0,002	0,003
9 / 1.	78,1000	0,3900	0,0600	0,0400	0,0900	0,0000	0,3700	0,0300	100,45	0,000	0,001	0,002	0,012	0,981	0,001	0,003
10 / 1.	78,3200	0,3900	0,0200	0,1000	0,0400	0,0000	0,3600	0,0800	100,76	0,001	0,003	0,001	0,012	0,981	0,001	0,003
11 / 1.	77,6900	0,3400	0,0200	0,0300	0,0500	0,0000	0,4200	0,0600	99,83	0,001	0,001	0,000	0,011	0,983	0,001	0,004
12 / 1.	77,9600	0,3400	0,0000	0,0000	0,1100	0,0000	0,3100	0,1300	100,14	0,001	0,000	0,000	0,011	0,983	0,002	0,003
13 / 1.	77,9000	0,3500	0,0100	0,0600	0,0200	0,0000	0,2900	0,0600	99,95	0,001	0,002	0,000	0,011	0,984	0,000	0,002
14 / 1.	77,8800	0,3900	0,0200	0,0100	0,1200	0,0000	0,3700	0,1800	100,31	0,001	0,000	0,000	0,012	0,980	0,002	0,003
15 / 1.	77,9300	0,4700	0,0100	0,0600	0,1000	0,0000	0,3300	0,0000	100,20	0,000	0,002	0,000	0,015	0,979	0,001	0,003
16 / 1.	77,7800	0,4400	0,0000	0,0400	0,0900	0,0000	0,4600	0,0700	100,20	0,001	0,001	0,000	0,014	0,979	0,001	0,004
17 / 1.	77,8500	0,3300	0,0000	0,0400	0,0900	0,0000	0,3200	0,0500	99,92	0,001	0,001	0,000	0,010	0,984	0,001	0,003
18 / 1.	77,7400	0,4400	0,0000	0,0400	0,0900	0,0000	0,3000	0,0000	99,87	0,000	0,001	0,000	0,014	0,981	0,001	0,003
19 / 1.	77,2200	0,3900	0,0200	0,0600	0,1000	0,0000	0,3700	0,0000	99,30	0,000	0,002	0,001	0,012	0,981	0,002	0,003
20 / 1.	78,0500	0,3700	0,0400	0,0300	0,0000	0,0000	0,3500	0,0000	100,13	0,000	0,001	0,001	0,012	0,984	0,000	0,003
21 / 1.	77,5800	0,3600	0,0100	0,0000	0,1100	0,0000	0,3800	0,0000	99,61	0,000	0,000	0,000	0,012	0,983	0,002	0,003
22 / 1.	78,1500	0,3600	0,0100	0,0000	0,0800	0,0000	0,5200	0,1900	100,72	0,002	0,000	0,000	0,011	0,980	0,001	0,004
23 / 1.	77,7900	0,3900	0,0000	0,0300	0,0500	0,0000	0,4500	0,0500	100,04	0,000	0,001	0,000	0,012	0,982	0,001	0,004
24 / 1.	77,8600	0,4000	0,0000	0,0300	0,0900	0,0000	0,3000	0,0000	99,93	0,000	0,001	0,000	0,013	0,982	0,001	0,002
25 / 1.	78,1100	0,3800	0,0000	0,0200	0,0800	0,0000	0,4200	0,0300	100,39	0,000	0,000	0,000	0,012	0,982	0,001	0,003
26 / 1.	77,3700	0,3800	0,0100	0,0000	0,0600	0,0000	0,4500	0,2900	99,80	0,002	0,000	0,000	0,012	0,979	0,001	0,004
27 / 1.	77,5600	0,4200	0,0200	0,0000	0,0900	0,0000	0,2600	0,0000	99,49	0,000	0,000	0,000	0,013	0,982	0,001	0,002
28 / 1.	78,0300	0,3800	0,0000	0,0600	0,0700	0,0000	0,4400	0,0000	100,32	0,000	0,002	0,000	0,012	0,981	0,001	0,004
29 / 1.	77,6500	0,3800	0,0000	0,0800	0,1400	0,0000	0,5800	0,1600	100,33	0,001	0,002	0,000	0,012	0,977	0,002	0,005
30 / 1.	77,8400	0,3800	0,0100	0,0000	0,1300	0,0000	0,4400	0,0000	100,09	0,000	0,000	0,000	0,012	0,981	0,002	0,004
31 / 1.	77,8700	0,4100	0,0400	0,0400	0,1600	0,0000	0,4000	0,0000	100,27	0,000	0,001	0,001	0,013	0,979	0,002	0,003
32 / 1.	77,7500	0,3600	0,0000	0,0200	0,1500	0,0000	0,3000	0,0400	99,87	0,000	0,001	0,000	0,011	0,982	0,002	0,003
33 / 1.	77,5600	0,3300	0,0000	0,0200	0,0400	0,0000	0,3300	0,0500	99,49	0,001	0,000	0,000	0,010	0,985	0,001	0,003
34 / 1.	77,8900	0,3900	0,0100	0,0500	0,0700	0,0000	0,3000	0,0000	100,01	0,000	0,001	0,000	0,012	0,982	0,001	0,003
35 / 1.	77,4900	0,4000	0,0000	0,0600	0,0600	0,0000	0,5400	0,0800	99,88	0,001	0,002	0,000	0,012	0,979	0,001	0,005
36 / 1.	78,1800	0,3200	0,0000	0,0000	0,1300	0,0000	0,2900	0,0000	100,19	0,000	0,000	0,000	0,010	0,985	0,002	0,002
37 / 1.	77,5700	0,4000	0,0200	0,0200	0,0700	0,0000	0,4800	0,0200	99,82	0,000	0,001	0,001	0,012	0,980	0,001	0,004
38 / 1.	77,8000	0,3900	0,0400	0,0600	0,0600	0,0000	0,2000	0,1300	99,94	0,001	0,002	0,001	0,012	0,982	0,001	0,002
39 / 1.	78,0400	0,3700	0,0200	0,0200	0,0800	0,0000	0,3400	0,0000	100,17	0,000	0,001	0,000	0,012	0,983	0,001	0,003
40 / 1.	77,4300	0,3500	0,0000	0,0000	0,1200	0,0000	0,4400	0,0600	99,56	0,001	0,000	0,000	0,011	0,982	0,002	0,004
41 / 1.	78,0500	0,3500	0,0000	0,0200	0,0000	0,0000	0,2900	0,0100	99,99	0,000	0,001	0,000	0,011	0,986	0,000	0,002

42 / 1.	78,4700	0,3800	0,0000	0,0000	0,0700	0,0000	0,1000	0,0000	100,37	0,000	0,000	0,000	0,012	0,986	0,001	0,001
43 / 1.	78,0800	0,3600	0,0000	0,0000	0,0400	0,0000	0,3600	0,0000	100,10	0,000	0,000	0,000	0,011	0,984	0,001	0,003
44 / 1.	78,1000	0,3600	0,0200	0,0000	0,0600	0,0000	0,2500	0,0000	100,08	0,000	0,000	0,000	0,011	0,985	0,001	0,002
45 / 1.	78,0800	0,3700	0,0000	0,0700	0,0000	0,0000	0,2400	0,0300	100,06	0,000	0,002	0,000	0,011	0,985	0,000	0,002
46 / 1.	78,3900	0,3700	0,0000	0,0000	0,0200	0,0000	0,2400	0,2100	100,64	0,002	0,000	0,000	0,012	0,983	0,000	0,002
47 / 1.	78,0600	0,3800	0,0100	0,0100	0,0500	0,0000	0,2300	0,1200	100,19	0,001	0,000	0,000	0,012	0,983	0,001	0,002
48 / 1.	77,7800	0,3900	0,0000	0,0200	0,0000	0,0000	0,3300	0,0800	99,85	0,001	0,001	0,000	0,012	0,983	0,000	0,003
49 / 1.	78,0300	0,3700	0,0000	0,0800	0,0300	0,0000	0,2800	0,0000	100,09	0,000	0,002	0,000	0,011	0,984	0,001	0,002
50 / 1.	77,7800	0,3200	0,0200	0,0100	0,0100	0,0000	0,2300	0,0000	99,47	0,000	0,000	0,001	0,010	0,987	0,000	0,002
51 / 1.	77,8300	0,3700	0,0100	0,0000	0,0400	0,0000	0,1600	0,0000	99,57	0,000	0,000	0,000	0,012	0,986	0,001	0,001
52 / 1.	78,1700	0,3300	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,3600	0,0800	100,25	0,001	0,000	0,000	0,010	0,985	0,000	0,003
53 / 1.	78,1200	0,4200	0,0100	0,0200	0,0000	0,0000	0,5000	0,1700	100,66	0,001	0,001	0,000	0,013	0,979	0,000	0,004
54 / 1.	78,1500	0,3900	0,0400	0,0800	0,0000	0,0000	0,3600	0,0200	100,39	0,000	0,002	0,001	0,012	0,982	0,000	0,003
55 / 1.	78,0400	0,3600	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,4900	0,0000	100,16	0,000	0,000	0,000	0,011	0,984	0,000	0,004
56 / 1.	78,0200	0,3800	0,0300	0,0000	0,0400	0,0000	0,2800	0,0000	100,05	0,000	0,000	0,001	0,012	0,984	0,001	0,002
57 / 1.	78,2700	0,3300	0,0000	0,0200	0,0400	0,0000	0,2900	0,0300	100,29	0,000	0,001	0,000	0,010	0,989	0,001	0,002
58 / 1.	78,5100	0,3400	0,0100	0,0100	0,0100	0,0000	0,1900	0,0300	100,47	0,000	0,000	0,000	0,011	0,987	0,000	0,002
59 / 1.	78,1700	0,3700	0,0400	0,0000	0,0300	0,0000	0,2900	0,1800	100,43	0,002	0,000	0,001	0,011	0,982	0,000	0,002
60 / 1.	78,1900	0,3300	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,3100	0,0000	100,05	0,000	0,000	0,000	0,010	0,987	0,000	0,003
61 / 1.	77,0500	0,3500	0,0000	0,0200	0,0300	0,0000	0,2400	0,0400	98,72	0,000	0,001	0,000	0,011	0,985	0,000	0,002
62 / 1.	78,3600	0,0500	0,0000	0,0300	0,0300	0,0000	0,3400	0,0900	100,08	0,001	0,001	0,000	0,002	0,983	0,001	0,003
63 / 1.	78,0700	0,0500	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,1800	0,0000	99,32	0,000	0,000	0,000	0,002	0,997	0,000	0,002
64 / 1.	77,9800	0,3300	0,0000	0,0500	0,0400	0,0000	0,2900	0,0000	99,89	0,000	0,001	0,000	0,010	0,985	0,001	0,002
65 / 1.	77,9400	0,3300	0,0000	0,0100	0,0000	0,0000	0,4100	0,0400	99,98	0,000	0,000	0,000	0,010	0,985	0,000	0,004
66 / 1.	78,1100	0,3300	0,0100	0,0300	0,0500	0,0000	0,4700	0,1500	100,52	0,001	0,001	0,000	0,010	0,982	0,001	0,004
67 / 1.	77,7900	0,3600	0,0200	0,0500	0,0500	0,0000	0,4700	0,1000	100,15	0,001	0,001	0,001	0,011	0,981	0,001	0,004
68 / 1.	78,2000	0,3400	0,0300	0,0200	0,0000	0,0000	0,2200	0,0000	100,10	0,000	0,001	0,001	0,011	0,987	0,000	0,002
69 / 1.	78,1300	0,1100	0,0000	0,0200	0,0100	0,0000	0,4800	0,0300	99,94	0,000	0,001	0,000	0,003	0,991	0,000	0,004
70 / 1.	78,0300	0,3200	0,0000	0,0100	0,0000	0,0000	0,5300	0,0000	100,17	0,000	0,000	0,000	0,010	0,984	0,000	0,004
71 / 1.	78,2300	0,1100	0,0100	0,0400	0,0500	0,0000	0,3300	0,1000	100,09	0,001	0,001	0,000	0,004	0,990	0,001	0,003
72 / 1.	77,8900	0,3500	0,0400	0,0600	0,0000	0,0000	0,4400	0,0000	100,04	0,000	0,002	0,001	0,011	0,983	0,000	0,004
73 / 1.	78,0400	0,3400	0,0000	0,0600	0,0200	0,0000	0,3000	0,2200	100,30	0,002	0,002	0,001	0,011	0,982	0,000	0,002
74 / 1.	78,4100	0,3300	0,0000	0,0000	0,0200	0,0000	0,3400	0,0000	100,42	0,000	0,000	0,000	0,010	0,986	0,000	0,003
75 / 1.	77,7000	0,3600	0,0000	0,0500	0,0000	0,0000	0,3100	0,0000	99,60	0,000	0,001	0,000	0,012	0,985	0,000	0,003
76 / 1.	78,1300	0,3700	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,3400	0,0000	100,11	0,000	0,000	0,000	0,011	0,985	0,000	0,003
77 / 1.	77,9800	0,3200	0,0000	0,0700	0,0000	0,0000	0,3100	0,0000	99,88	0,000	0,002	0,000	0,010	0,986	0,000	0,003
78 / 1.	77,8700	0,3700	0,0300	0,0000	0,0000	0,0000	0,4800	0,0000	100,00	0,000	0,000	0,001	0,012	0,983	0,000	0,004
79 / 1.	77,9700	0,3600	0,0200	0,0200	0,0000	0,0000	0,1700	0,0000	99,75	0,000	0,001	0,001	0,011	0,986	0,000	0,001
80 / 1.	77,8100	0,2800	0,0200	0,0000	0,0100	0,0000	0,3800	0,0000	99,67	0,000	0,000	0,000	0,009	0,987	0,000	0,003
81 / 1.	78,5000	0,3600	0,0000	0,0300	0,0100	0,0000	0,3600	0,0100	100,69	0,000	0,001	0,000	0,011	0,985	0,000	0,003
82 / 1.	78,3800	0,3400	0,0400	0,0400	0,0000	0,0000	0,3700	0,0100	100,57	0,000	0,001	0,001	0,011	0,984	0,000	0,003
83 / 1.	78,1500	0,3600	0,0200	0,0300	0,0400	0,0000	0,3600	0,0000	100,24	0,000	0,001	0,000	0,011	0,984	0,001	0,003
84 / 1.	78,6500	0,3500	0,0200	0,0000	0,0000	0,0000	0,3800	0,0200	100,86	0,000	0,000	0,000	0,011	0,985	0,000	0,003
85 / 1.	78,4700	0,3200	0,0300	0,0200	0,0300	0,0000	0,2600	0,0000	100,50	0,000	0,001	0,001	0,010	0,986	0,000	0,002
86 / 1.	77,9200	0,3500	0,0000	0,0800	0,0300	0,0000	0,5100	0,0000	100,20	0,000	0,002	0,000	0,011	0,982	0,001	0,004
87 / 1.	78,2500	0,3200	0,0400	0,0500	0,0100	0,0000	0,3200	0,0000	100,25	0,000	0,001	0,001	0,010	0,985	0,000	0,003

88 / 1.	78,2300	0,3500	0,0000	0,0100	0,0100	0,0000	0,1900	0,1800	100,31	0,002	0,000	0,000	0,011	0,985	0,000	0,002
89 / 1.	77,7500	0,3400	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,3200	0,0500	99,64	0,001	0,000	0,000	0,011	0,985	0,000	0,003
90 / 1.	78,0000	0,3500	0,0300	0,0100	0,0000	0,0000	0,3200	0,0000	99,97	0,000	0,000	0,001	0,011	0,985	0,000	0,003
91 / 1.	77,6900	0,3400	0,0000	0,0000	0,0100	0,0000	0,3000	0,0000	99,44	0,000	0,000	0,000	0,011	0,986	0,000	0,003
92 / 1.	78,3300	0,3600	0,0000	0,0300	0,0500	0,0000	0,3100	0,0200	100,48	0,000	0,001	0,000	0,011	0,984	0,001	0,003
93 / 1.	77,7800	0,3200	0,0000	0,0100	0,0000	0,0000	0,3900	0,0100	99,70	0,000	0,000	0,000	0,010	0,986	0,000	0,003
94 / 1.	78,3500	0,2900	0,0000	0,0700	0,0000	0,0000	0,5000	0,0000	100,55	0,000	0,002	0,000	0,009	0,985	0,000	0,004
95 / 1.	78,6500	0,3100	0,0200	0,0500	0,0000	0,0000	0,2300	0,0600	100,73	0,001	0,002	0,001	0,010	0,986	0,000	0,002
96 / 1.	77,9900	0,3100	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,3700	0,0300	99,95	0,000	0,000	0,000	0,010	0,986	0,000	0,003
97 / 1.	78,0500	0,2600	0,0100	0,0600	0,0100	0,0000	0,3200	0,1700	100,17	0,001	0,002	0,000	0,008	0,985	0,000	0,003
98 / 1.	78,4600	0,3100	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,3100	0,0900	100,53	0,001	0,000	0,000	0,010	0,986	0,000	0,003
99 / 1.	78,1400	0,3000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,3300	0,1300	100,16	0,001	0,000	0,000	0,009	0,986	0,000	0,003
100 / 1.	78,1200	0,3200	0,0100	0,0300	0,0000	0,0000	0,2700	0,0400	100,07	0,000	0,001	0,000	0,010	0,986	0,000	0,002
101 / 1.	78,1700	0,2000	0,0300	0,0100	0,0000	0,0000	0,1700	0,0000	99,79	0,000	0,000	0,001	0,006	0,991	0,000	0,001
102 / 1.	78,4600	0,1600	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,3100	0,0000	100,16	0,000	0,000	0,000	0,005	0,991	0,000	0,003
103 / 1.	78,2200	0,1900	0,0000	0,0200	0,0200	0,0000	0,4800	0,0000	100,15	0,000	0,000	0,000	0,006	0,989	0,000	0,004
104 / 1.	78,3200	0,2900	0,0000	0,0000	0,0700	0,0000	0,3500	0,1400	100,54	0,001	0,000	0,000	0,009	0,984	0,001	0,003
105 / 1.	78,1600	0,2700	0,0000	0,0400	0,0000	0,0000	0,2600	0,0000	99,92	0,000	0,001	0,000	0,009	0,988	0,000	0,002
106 / 1.	77,6200	0,4400	0,0000	0,0700	0,0500	0,0000	0,3800	0,0000	99,79	0,000	0,002	0,000	0,014	0,980	0,001	0,003
107 / 1.	78,2100	0,2000	0,0100	0,0300	0,0000	0,0000	0,2700	0,0000	99,93	0,000	0,001	0,000	0,006	0,990	0,000	0,002
108 / 1.	77,7400	0,4600	0,0000	0,0400	0,0400	0,0000	0,3500	0,0000	99,87	0,000	0,001	0,000	0,014	0,981	0,001	0,003
109 / 1.	78,4300	0,1800	0,0100	0,0400	0,0000	0,0000	0,3400	0,0000	100,21	0,000	0,001	0,000	0,005	0,991	0,000	0,003
110 / 1.	78,2800	0,1400	0,0000	0,0000	0,0300	0,0000	0,3700	0,0000	100,01	0,000	0,000	0,000	0,005	0,991	0,000	0,003
111 / 1.	78,1000	0,1300	0,0300	0,0100	0,0400	0,0000	0,3200	0,0400	99,84	0,000	0,000	0,001	0,004	0,991	0,001	0,003
112 / 1.	78,1100	0,1500	0,0000	0,0300	0,0200	0,0000	0,3600	0,0500	99,90	0,000	0,001	0,000	0,005	0,990	0,000	0,003
113 / 1.	78,4300	0,1200	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,3800	0,0700	100,25	0,001	0,000	0,000	0,004	0,991	0,000	0,003
114 / 1.	78,2900	0,2500	0,0200	0,0000	0,0000	0,0000	0,2500	0,0000	100,03	0,000	0,000	0,001	0,008	0,990	0,000	0,002
115 / 1.	78,0600	0,2600	0,0100	0,0200	0,0100	0,0000	0,3100	0,0000	99,89	0,000	0,001	0,000	0,008	0,988	0,000	0,003
116 / 1.	77,9900	0,2200	0,0100	0,0100	0,0300	0,0000	0,3300	0,0000	99,79	0,000	0,000	0,000	0,007	0,989	0,001	0,003
117 / 1.	78,0800	0,2500	0,0000	0,0300	0,0200	0,0000	0,3400	0,0000	99,92	0,000	0,001	0,000	0,008	0,988	0,000	0,003
118 / 1.	78,3200	0,2900	0,0100	0,0100	0,0600	0,0000	0,1800	0,0000	100,13	0,000	0,000	0,000	0,009	0,988	0,001	0,002
119 / 1.	77,9800	0,2500	0,0000	0,0000	0,0200	0,0000	0,4200	0,0400	99,92	0,000	0,000	0,000	0,008	0,987	0,000	0,004
120 / 1.	78,2800	0,1800	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,4100	0,0400	100,15	0,000	0,000	0,000	0,005	0,990	0,000	0,004
121 / 1.	77,8600	0,3400	0,0000	0,0000	0,1300	0,0000	0,3100	0,0900	99,98	0,001	0,000	0,000	0,011	0,983	0,002	0,003
122 / 1.	77,7500	0,3300	0,0000	0,0300	0,0500	0,0000	0,2800	0,1100	99,75	0,001	0,001	0,000	0,010	0,984	0,001	0,002
123 / 1.	77,3700	0,3300	0,0300	0,0000	0,1000	0,0000	0,4200	0,0000	99,32	0,000	0,000	0,001	0,010	0,983	0,002	0,004
124 / 1.	78,1400	0,3200	0,0000	0,0000	0,1100	0,0000	0,5200	0,0100	100,44	0,000	0,000	0,000	0,010	0,982	0,002	0,004
125 / 1.	77,7700	0,3100	0,0000	0,0400	0,0200	0,0000	0,2100	0,0500	99,57	0,001	0,001	0,000	0,010	0,986	0,000	0,002
126 / 1.	77,8600	0,3400	0,0000	0,0000	0,0200	0,0000	0,2800	0,0000	99,66	0,000	0,000	0,000	0,011	0,986	0,000	0,002
127 / 1.	77,7000	0,3400	0,0000	0,0600	0,0300	0,0000	0,3900	0,0000	99,72	0,000	0,002	0,000	0,011	0,984	0,001	0,003
128 / 1.	77,5800	0,3100	0,0400	0,0200	0,0200	0,0000	0,2600	0,0300	99,39	0,000	0,001	0,001	0,010	0,986	0,000	0,002
129 / 1.	77,8500	0,3200	0,0000	0,0000	0,0700	0,0000	0,3900	0,0500	99,92	0,001	0,000	0,000	0,010	0,984	0,001	0,003
130 / 1.	77,3000	0,3800	0,0000	0,0000	0,1500	0,0000	0,4900	0,0000	99,47	0,000	0,000	0,000	0,012	0,980	0,002	0,004
131 / 1.	77,5300	0,3800	0,0000	0,1100	0,1000	0,0000	0,4800	0,0100	99,85	0,000	0,003	0,000	0,012	0,980	0,001	0,004
132 / 1.	78,1000	0,3900	0,0200	0,0700	0,1900	0,0000	0,4400	0,1100	100,76	0,001	0,002	0,001	0,012	0,978	0,003	0,004
133 / 1.	77,9200	0,3700	0,0000	0,0400	0,1300	0,0000	0,3600	0,0400	100,17	0,000	0,001	0,000	0,011	0,982	0,002	0,003

134 / 1.	77,6500	0,3600	0,0400	0,0300	0,1200	0,0000	0,4100	0,0000	99,84	0,000	0,001	0,001	0,011	0,981	0,002	0,003
135 / 1.	77,4700	0,3800	0,0200	0,0400	0,1600	0,0000	0,4200	0,0000	99,69	0,000	0,001	0,001	0,012	0,980	0,002	0,004
136 / 1.	77,6000	0,4100	0,0300	0,0700	0,0900	0,0000	0,3000	0,0400	99,78	0,000	0,002	0,001	0,013	0,981	0,001	0,003
137 / 1.	77,4000	0,3100	0,0200	0,0000	0,0600	0,0000	0,4800	0,0000	99,32	0,000	0,000	0,001	0,010	0,984	0,001	0,004
138 / 1.	77,3600	0,3900	0,0000	0,0400	0,1100	0,0000	0,5700	0,1200	99,83	0,001	0,001	0,000	0,012	0,978	0,002	0,005
139 / 1.	77,8900	0,3700	0,0200	0,1000	0,1400	0,0000	0,5200	0,0400	100,42	0,000	0,003	0,000	0,011	0,979	0,002	0,004
140 / 1.	77,9900	0,3900	0,0100	0,0300	0,0700	0,0000	0,4600	0,0000	100,29	0,000	0,001	0,000	0,012	0,981	0,001	0,004
141 / 1.	77,9500	0,3400	0,0000	0,0000	0,0300	0,0000	0,3100	0,0500	99,94	0,001	0,000	0,000	0,011	0,985	0,001	0,003
142 / 1.	78,0500	0,3200	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,3400	0,0400	100,00	0,000	0,000	0,000	0,010	0,986	0,000	0,003
143 / 1.	77,8100	0,3500	0,0000	0,0300	0,0700	0,0000	0,2600	0,0000	99,74	0,000	0,001	0,000	0,011	0,985	0,001	0,002
144 / 1.	78,0300	0,3700	0,0200	0,0000	0,0400	0,0000	0,4500	0,0000	100,21	0,000	0,000	0,000	0,011	0,986	0,001	0,004
145 / 1.	78,3700	0,3200	0,0100	0,0000	0,0200	0,0000	0,2400	0,0200	100,32	0,000	0,000	0,000	0,010	0,987	0,000	0,002
146 / 1.	78,2800	0,3800	0,0400	0,0400	0,0600	0,0000	0,2700	0,0000	100,39	0,000	0,001	0,001	0,012	0,983	0,001	0,002
147 / 1.	78,2200	0,3500	0,0200	0,0600	0,0700	0,0000	0,3500	0,1300	100,61	0,001	0,002	0,000	0,011	0,982	0,001	0,003
148 / 1.	77,7900	0,3800	0,0100	0,0100	0,0000	0,0000	0,3400	0,1300	99,93	0,001	0,000	0,000	0,012	0,983	0,000	0,003
149 / 1.	77,9900	0,3600	0,0000	0,0000	0,0900	0,0000	0,1800	0,0000	99,82	0,000	0,000	0,000	0,011	0,985	0,000	0,001
150 / 1.	77,9000	0,3700	0,0100	0,0000	0,0400	0,0000	0,3800	0,0000	99,96	0,000	0,000	0,000	0,012	0,984	0,001	0,003
151 / 1.	78,4700	0,3900	0,0100	0,0700	0,0000	0,0000	0,1700	0,0000	100,50	0,000	0,002	0,000	0,012	0,985	0,000	0,001
152 / 1.	78,2300	0,3700	0,0300	0,0400	0,0500	0,0000	0,5500	0,1500	100,86	0,001	0,001	0,001	0,012	0,979	0,001	0,005
153 / 1.	78,2900	0,3800	0,0000	0,0000	0,0800	0,0000	0,4600	0,0900	100,73	0,001	0,000	0,000	0,012	0,981	0,001	0,004
154 / 1.	78,2700	0,3300	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,2700	0,0100	100,18	0,000	0,000	0,000	0,010	0,981	0,000	0,002
155 / 1.	78,3100	0,3500	0,0200	0,0000	0,0000	0,0000	0,2400	0,0000	100,21	0,000	0,000	0,001	0,011	0,986	0,000	0,002
156 / 1.	78,4100	0,3600	0,0400	0,0200	0,0800	0,0000	0,2800	0,1100	100,73	0,001	0,000	0,001	0,011	0,983	0,001	0,002
157 / 1.	77,9600	0,3500	0,0000	0,0400	0,0400	0,0000	0,4600	0,0000	100,14	0,000	0,001	0,000	0,011	0,983	0,001	0,004
158 / 1.	77,9900	0,3600	0,0000	0,0100	0,0500	0,0000	0,3100	0,1300	100,16	0,001	0,000	0,000	0,011	0,983	0,000	0,003
159 / 1.	78,0100	0,3600	0,0000	0,0200	0,1000	0,0000	0,3900	0,0400	100,24	0,000	0,000	0,000	0,011	0,982	0,001	0,003
160 / 1.	77,9000	0,3700	0,0100	0,0300	0,0400	0,0000	0,4300	0,0600	100,17	0,001	0,001	0,000	0,011	0,982	0,001	0,004

Anexo 4 – Dados das análises pontuais de microssonda eletrónica obtidos na scheelite de Agrochão, expressos em percentagem de óxidos (%) e átomos por fórmula unitária (a.p.f.u), calculados na base de 4 átomos de O.

DataSet/ Point	CaO	SrO	Y_2O_3	Nb_2O_3	MoO_3	Ta_2O_5	WO_3	PbO	Total	Ca	Sr	Y	Nb	Mo	Ta	W	Pb
161 / 1.	19,4800	0,0000	0,0600	0,0000	0,2300	0,0000	80,0500	0,0000	99,8200	0,5002	0,0000	0,0004	0,0000	0,0023	0,0000	0,4972	0,0000
162 / 1.	19,3000	0,0000	0,0000	0,1200	0,2500	0,0000	79,5400	0,0000	99,2100	0,4987	0,0000	0,0000	0,0007	0,0025	0,0000	0,4972	0,0000
163 / 1.	19,4000	0,2600	0,1400	0,0100	0,1600	0,0000	79,1100	0,0600	99,1400	0,5022	0,0036	0,0009	0,0001	0,0016	0,0000	0,4954	0,0004
164 / 1.	19,4100	0,0000	0,1000	0,0000	0,1600	0,0000	81,0400	0,0000	100,7100	0,4947	0,0000	0,0006	0,0000	0,0016	0,0000	0,4996	0,0000
165 / 1.	19,2400	0,0000	0,0000	0,0000	0,1200	0,1100	80,4500	0,0000	99,9200	0,4944	0,0000	0,0000	0,0000	0,0012	0,0004	0,5001	0,0000
166 / 1.	19,3500	0,0000	0,0600	0,0000	0,1200	0,0000	80,1000	0,0000	99,6300	0,4983	0,0000	0,0004	0,0000	0,0012	0,0000	0,4990	0,0000
167 / 1.	19,3400	0,0000	0,0200	0,0000	0,0500	0,0000	80,4100	0,0000	99,8200	0,4974	0,0000	0,0001	0,0000	0,0005	0,0000	0,5002	0,0000
168 / 1.	19,3600	0,0000	0,0000	0,0000	0,0500	0,0000	80,5500	0,0300	100,0000	0,4972	0,0000	0,0000	0,0000	0,0005	0,0000	0,5004	0,0002
169 / 1.	19,3400	0,0000	0,0000	0,0700	0,0600	0,0000	80,3800	0,0300	99,8800	0,4972	0,0000	0,0000	0,0004	0,0006	0,0000	0,4998	0,0002
170 / 1.	19,3500	0,0000	0,2400	0,0400	0,0000	0,0000	80,7300	0,0700	100,4300	0,4951	0,0000	0,0015	0,0002	0,0000	0,0000	0,4997	0,0005
171 / 1.	19,4500	0,0000	0,0800	0,1500	0,2100	0,0000	79,6100	0,0000	99,4900	0,5011	0,0000	0,0005	0,0009	0,0021	0,0000	0,4961	0,0000
172 / 1.	19,3700	0,1300	0,1000	0,0300	0,0000	0,0000	80,1700	0,0000	99,8000	0,4985	0,0018	0,0006	0,0002	0,0000	0,0000	0,4991	0,0000
173 / 1.	19,3500	0,0000	0,0000	0,0300	0,0000	0,0000	80,6600	0,0000	100,0400	0,4968	0,0000	0,0000	0,0002	0,0000	0,0000	0,5009	0,0000
174 / 1.	19,3900	0,0000	0,0000	0,0000	0,2000	0,0000	80,4100	0,0000	100,0000	0,4973	0,0000	0,0000	0,0000	0,0020	0,0000	0,4989	0,0000
175 / 1.	19,2100	0,0600	0,0000	0,0200	0,0000	0,0000	80,1100	0,2300	99,6500	0,4961	0,0008	0,0000	0,0001	0,0000	0,0000	0,5004	0,0015
176 / 1.	19,2700	0,0000	0,0000	0,0000	0,0400	0,0000	79,9900	0,0000	99,3000	0,4982	0,0000	0,0000	0,0000	0,0004	0,0000	0,5002	0,0000
177 / 1.	19,3300	0,0000	0,0200	0,0000	0,0000	0,0000	80,1200	0,0000	99,4700	0,4989	0,0000	0,0001	0,0000	0,0000	0,0000	0,5002	0,0000
178 / 1.	19,2000	0,1000	0,1600	0,0000	0,0000	0,0000	80,3700	0,0000	99,8200	0,4942	0,0014	0,0010	0,0000	0,0000	0,0000	0,5004	0,0000
179 / 1.	19,3800	0,0000	0,0200	0,0000	0,1400	0,0300	80,6900	0,0000	100,2600	0,4961	0,0000	0,0001	0,0000	0,0014	0,0001	0,4996	0,0000
180 / 1.	19,4600	0,0000	0,2000	0,0700	0,3000	0,0000	79,7200	0,0000	99,7500	0,4999	0,0000	0,0013	0,0004	0,0030	0,0000	0,4953	0,0000

Anexo 5 – Dados das análises pontuais de microssonda eletrónica obtidos na scheelite do depósito da Panasqueira, expressos em percentagem de óxidos (%) e átomos por fórmula unitária (a.p.f.u), calculados na base de 4 átomos de O.

DataSet/ Point	(%)									a.p.f.u							
	CaO	SrO	Y_2O_3	Nb_2O_3	MoO_3	Ta_2O_5	WO_3	PbO	Total	Ca	Sr	Y	Nb	Mo	Ta	W	Pb
24 / 1.	19,07	0,02	0,00	0,02	0,29	0,00	80,06	0,00	99,45	38,1400	0,0400	0,0000	0,0400	0,5800	0,0000	160,1200	0,0000
25 / 1.	19,09	0,10	0,18	0,00	0,10	0,00	80,04	0,03	99,55	38,1800	0,2000	0,3600	0,0000	0,2000	0,0000	160,0800	0,0600
26 / 1.	18,88	0,00	0,16	0,10	0,00	0,00	81,72	0,00	100,86	37,7600	0,0000	0,3200	0,2000	0,0000	0,0000	163,4400	0,0000
27 / 1.	18,84	0,13	0,02	0,00	0,32	0,00	80,58	0,11	99,99	37,6800	0,2600	0,0400	0,0000	0,6400	0,0000	161,1600	0,2200
28 / 1.	18,96	0,00	0,08	0,00	0,23	0,00	80,39	0,10	99,76	37,9200	0,0000	0,1600	0,0000	0,4600	0,0000	160,7800	0,2000
29 / 1.	19,02	0,19	0,00	0,01	0,22	0,00	80,78	0,00	100,21	38,0400	0,3800	0,0000	0,0200	0,4400	0,0000	161,5600	0,0000
30 / 1.	19,19	0,06	0,00	0,00	0,20	0,00	80,23	0,00	99,69	38,3800	0,1200	0,0000	0,0000	0,4000	0,0000	160,4600	0,0000
31 / 1.	19,21	0,00	0,06	0,08	0,22	0,00	80,89	0,07	100,52	38,4200	0,0000	0,1200	0,1600	0,4400	0,0000	161,7800	0,1400
32 / 1.	19,40	0,00	0,10	0,00	0,25	0,00	79,99	0,00	99,75	38,8000	0,0000	0,2000	0,0000	0,5000	0,0000	159,9800	0,0000
33 / 1.	19,14	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00	81,46	0,09	100,74	38,2800	0,0000	0,0000	0,0800	0,0200	0,0000	162,9200	0,1800
34 / 1.	19,30	0,15	0,02	0,07	0,00	0,00	81,19	0,14	100,87	38,6000	0,3000	0,0400	0,1400	0,0000	0,0000	162,3800	0,2800

Anexo 6 – Dados das análises pontuais de microssonda eletrónica obtidos nas moscovites dos veios do depósito de Ervedosa, expressos em percentagem de óxidos (%) e átomos por fórmula unitária (a.p.f.u), calculados na base de 22 átomos de O.

	a.p.f.u													
%PAR.	3,89	5,45	7,10	8,46	4,62	4,49	4,87	4,51	5,85	12,15	7,04	8,36	7,48	
% CEL.	19,51	13,47	13,50	14,06	13,11	16,84	22,47	17,68	16,94	10,73	10,84	8,82	8,62	
Cl	0,0023	0,0023	0,0070	0,0071	0,0023	0,0025	0,0221	0,0068	0,0048	0,0045	0,0000	0,0046	0,0045	
F	0,0892	0,2821	0,2470	0,2154	0,1394	0,1659	0,3120	0,1771	0,3732	0,1863	0,1938	0,1886	0,1654	
OH	3,9086	3,7156	3,7460	3,7775	3,8583	3,8317	3,6658	3,8161	3,6220	3,8091	3,8062	3,8068	3,8300	
Cs	0,0052	0,0000	0,0006	0,0006	0,0125	0,0025	0,0006	0,0000	0,0000	0,0034	0,0000	0,0012	0,0000	
Rb	0,0035	0,0000	0,0053	0,0036	0,0180	0,0047	0,0028	0,0000	0,0018	0,0000	0,0000	0,0009	0,0000	
Ba	0,0011	0,0000	0,0016	0,0000	0,0026	0,0000	0,0023	0,0031	0,0011	0,0037	0,0010	0,0000	0,0005	
Sr	0,0031	0,0085	0,0048	0,0000	0,0000	0,0000	0,0034	0,0015	0,0049	0,0000	0,0000	0,0000	0,0086	
K	1,8031	1,8374	1,8438	1,8084	1,8184	1,9232	1,7582	1,8075	1,8404	1,7456	1,8078	1,7582	1,7690	
Na	0,0729	0,1058	0,1408	0,1671	0,0881	0,0904	0,0900	0,0853	0,1144	0,2415	0,1369	0,1603	0,1430	
Ca	0,0058	0,0071	0,0088	0,0089	0,0029	0,0234	0,0187	0,0043	0,0196	0,0086	0,0071	0,0131	0,0086	
Li	0,0000	0,0711	0,0560	0,0429	0,0144	0,0212	0,0793	0,0294	0,1049	0,0329	0,0361	0,0333	0,0246	
Mg	0,1301	0,0655	0,1287	0,1347	0,0916	0,1433	0,0995	0,1530	0,2241	0,0998	0,0933	0,0970	0,0880	
Mn	0,0193	0,0169	0,0104	0,0130	0,0147	0,0160	0,0135	0,0113	0,0155	0,0034	0,0113	0,0080	0,0102	
Fe	0,3110	0,2338	0,2406	0,2488	0,2380	0,2595	0,3119	0,1973	0,2209	0,1467	0,2005	0,2176	0,1705	
Cr	0,0000	0,0000	0,0011	0,0000	0,0011	0,0035	0,0000	0,0042	0,0000	0,0042	0,0000	0,0021	0,0064	
Ti	0,0464	0,0230	0,0144	0,0146	0,0643	0,0526	0,0273	0,0331	0,0676	0,0292	0,0240	0,0642	0,0646	
Al Total	5,1427	5,3841	5,3409	5,3278	5,3466	5,1684	5,0879	5,2592	5,1135	5,4880	5,4765	5,4685	5,5079	
Al (vi)	3,5329	3,6535	3,6109	3,6090	3,6088	3,5053	3,5374	3,6127	3,4524	3,7027	3,6932	3,6450	3,6803	
Al (iv)	1,6098	1,7306	1,7300	1,7188	1,7378	1,6631	1,5505	1,6465	1,6611	1,7853	1,7833	1,8235	1,8276	
Si	6,3902	6,2694	6,2700	6,2812	6,2622	6,3369	6,4495	6,3535	6,3389	6,2147	6,2167	6,1765	6,1724	
Total	99,68	100,31	97,65	96,14	100,25	92,14	92,04	99,82	95,19	99,29	100,02	98,36	99,25	
BaO	0,02	0,00	0,03	0,00	0,05	0,00	0,04	0,06	0,02	0,07	0,02	0,00		
H_2O	4,36	4,18	4,10	4,07	4,33	3,94	3,79	4,29	3,86	4,26	4,28	4,21	4,28	
LiO	0,00	0,13	0,10	0,08	0,03	0,04	0,14	0,05	0,19	0,06	0,07	0,06	0,05	
Cs_2O	0,09	0,00	0,01	0,01	0,22	0,04	0,01	0,00	0,00	0,06	0,00	0,02	0,00	
SrO	0,04	0,11	0,06	0,00	0,00	0,00	0,04	0,02	0,06	0,00	0,00	0,00	0,11	
Rb_2O	0,04	0,00	0,06	0,04	0,21	0,05	0,03	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	
F	0,21	0,67	0,57	0,49	0,33	0,36	0,68	0,42	0,84	0,44	0,46	0,44	0,39	
Cl	0,01	0,01	0,03	0,03	0,01	0,01	0,09	0,03	0,02	0,02	0,00	0,02	0,02	
Cr_2O_3	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,03	0,00	0,04	0,00	0,04	0,00	0,02	0,06	
MgO	0,65	0,33	0,63	0,65	0,46	0,66	0,46	0,77	1,07	0,50	0,47	0,48	0,44	
Al_2O_3	32,50	34,31	33,07	32,52	33,95	30,10	29,75	33,47	30,88	34,77	34,88	34,23	34,84	
SiO_2	47,60	47,09	45,76	45,19	46,87	43,50	44,45	47,66	45,12	46,41	46,67	45,57	46,02	
Na_2O	0,28	0,41	0,53	0,62	0,34	0,32	0,32	0,33	0,42	0,93	0,53	0,61	0,55	
MnO	0,17	0,15	0,09	0,11	0,13	0,13	0,11	0,10	0,13	0,03	0,10	0,07	0,09	
FeO	2,77	2,10	2,10	2,14	2,13	2,13	2,57	1,77	1,88	1,31	1,80	1,92	1,52	
TiO_2	0,46	0,23	0,14	0,14	0,64	0,48	0,25	0,33	0,64	0,29	0,24	0,63	0,64	
CaO	0,04	0,05	0,06	0,06	0,02	0,15	0,12	0,03	0,13	0,06	0,05	0,09	0,06	
K_2O	10,53	10,82	10,55	10,20	10,67	10,35	9,50	10,63	10,27	10,22	10,64	10,17	10,34	
DataSet/ Point	**34 / 1.**	**35 / 1.**	**36 / 1.**	**37 / 1.**	**38 / 1.**	**39 / 1.**	**40 / 1.**	**41 / 1.**	**42 / 1.**	**43 / 1.**	**44 / 1.**	**45 / 1.**	**46 / 1.**	
	(%)													

12,47	11,78	7,67	10,49	7,19	7,16	6,46	12,05	12,20	11,39	12,01	11,75	12,58	5,67	12,51	3,52
8,34	10,34	14,70	10,96	11,48	7,94	8,68	23,57	-7,59	11,38	10,80	8,55	9,93	9,95	12,99	20,40
0,0023	0,0045	0,0023	0,0091	0,0000	0,0000	0,0046	0,0023	0,0024	0,0023	0,0023	0,0000	0,0023	0,0000	0,0023	0,0000
0,0982	0,1976	0,2984	0,2130	0,2866	0,0387	0,0340	0,1883	0,1820	0,2130	0,3059	0,0986	0,1741	0,1125	0,1921	0,1962
3,8995	3,7979	3,6993	3,7779	3,7134	3,9613	3,9615	3,8094	3,8156	3,7847	3,6918	3,9014	3,8236	3,8875	3,8056	3,8038
0,0000	0,0011	0,0000	0,0023	0,0000	0,0012	0,0040	0,0006	0,0012	0,0000	0,0017	0,0012	0,0023	0,0000	0,0000	0,0006
0,0026	0,0026	0,0035	0,0000	0,0061	0,0017	0,0000	0,0009	0,0000	0,0017	0,0009	0,0000	0,0017	0,0018	0,0000	0,0000
0,0016	0,0000	0,0016	0,0000	0,0026	0,0016	0,0037	0,0000	0,0000	0,0016	0,0000	0,0032	0,0011	0,0000	0,0026	0,0000
0,0102	0,0015	0,0000	0,0031	0,0000	0,0016	0,0055	0,0008	0,0017	0,0000	0,0024	0,0016	0,0031	0,0000	0,0000	0,0000
1,7078	1,6990	1,8243	1,7830	1,8269	1,8467	1,7716	1,6654	1,7874	1,7062	1,7410	1,7169	1,6821	1,8081	1,6836	1,7221
0,2434	0,2268	0,1516	0,2089	0,1416	0,1425	0,1224	0,2282	0,2483	0,2194	0,2377	0,2287	0,2422	0,1088	0,2408	0,0628
0,0101	0,0085	0,0072	0,0072	0,0072	0,0073	0,0086	0,0045	0,0108	0,0058	0,0117	0,0116	0,0101	0,0147	0,0072	0,0029
0,0000	0,0377	0,0770	0,0432	0,0722	0,0000	0,0000	0,0323	0,0281	0,0432	0,0795	0,0000	0,0280	0,0028	0,0349	0,0365
0,1086	0,1050	0,1005	0,0903	0,0907	0,1095	0,0821	0,0537	0,0558	0,0522	0,0650	0,0606	0,0601	0,0775	0,0583	0,3398
0,0091	0,0034	0,0148	0,0103	0,0069	0,0046	0,0034	0,0106	0,0085	0,0046	0,0000	0,0057	0,0046	0,0116	0,0057	0,0126
0,1942	0,1957	0,2131	0,1858	0,1934	0,1639	0,1730	0,1586	0,1793	0,1712	0,1698	0,1689	0,2280	0,2014	0,1795	0,2290
0,0000	0,0000	0,0000	0,0021	0,0000	0,0000	0,0021	0,0000	0,0000	0,0000	0,0022	0,0000	0,0011	0,0032	0,0000	0,0000
0,0173	0,0170	0,0264	0,0142	0,0142	0,0573	0,0253	0,0073	0,0065	0,0061	0,0031	0,0092	0,0050	0,0093	0,0081	0,0254
5,5474	5,5030	5,3293	5,4764	5,4585	5,5222	5,5826	5,2338	6,0013	5,5414	5,5797	5,5728	5,5370	5,4608	5,5455	5,0921
3,7142	3,7099	3,6232	3,6956	3,6882	3,6810	3,7562	3,7053	3,8496	3,7689	3,7506	3,7715	3,7359	3,7206	3,7617	3,5001
1,8332	1,7932	1,7060	1,7809	1,7703	1,8413	1,8265	1,5285	2,1518	1,7725	1,7840	1,8291	1,8013	1,8011	1,7402	1,5920
6,1668	6,2068	6,2940	6,2191	6,2297	6,1587	6,1735	6,4715	5,8482	6,2275	6,2160	6,1709	6,1987	6,1989	6,2598	6,4080
98,65	99,97	98,45	98,78	97,79	98,72	99,94	88,95	98,83	98,28	97,60	98,03	98,46	99,00	97,49	98,46
0,03	0,00	0,03	0,00	0,05	0,03	0,07	0,00	0,00	0,03	0,05	0,00	0,06	0,02	0,00	0,00
4,33	4,28	4,09	4,20	4,07	4,40	4,46	3,79	4,28	4,20	4,19	4,09	4,34	4,27	4,26	4,23
0,00	0,07	0,14	0,08	0,13	0,00	0,00	0,06	0,05	0,08	0,06	0,15	0,00	0,05	0,01	0,07
0,00	0,02	0,00	0,04	0,00	0,02	0,07	0,01	0,02	0,00	0,00	0,03	0,02	0,04	0,00	0,01
0,13	0,02	0,00	0,00	0,04	0,00	0,15	0,00	0,04	0,00	0,11	0,00	0,06	0,00	0,21	0,00
0,03	0,03	0,04	0,00	0,07	0,02	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,02	0,02	0,00
0,23	0,47	0,70	0,50	0,67	0,09	0,08	0,43	0,40	0,50	0,45	0,71	0,23	0,41	0,26	0,46
0,01	0,02	0,01	0,04	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,03	0,00
0,54	0,53	0,50	0,45	0,45	0,54	0,41	0,26	0,26	0,26	0,29	0,32	0,30	0,30	0,38	1,69
34,87	35,12	33,54	34,50	34,24	34,43	35,26	32,07	35,39	34,90	34,86	34,75	34,88	34,98	33,86	32,03
45,69	46,69	46,18	46,06	45,26	45,96	46,74	40,65	46,23	46,06	45,30	45,73	46,16	46,13	45,75	47,51
0,93	0,88	0,58	0,80	0,54	0,54	0,47	0,85	0,89	0,84	0,92	0,90	0,87	0,93	0,41	0,24
0,08	0,03	0,13	0,09	0,06	0,04	0,03	0,09	0,07	0,04	0,05	0,00	0,05	0,04	0,10	0,11
1,72	1,76	1,89	1,65	1,71	1,44	1,54	1,37	1,49	1,52	1,59	1,49	1,49	2,03	1,76	2,03
0,17	0,17	0,26	0,14	0,14	0,56	0,25	0,07	0,06	0,06	0,08	0,03	0,09	0,05	0,09	0,25
0,07	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05	0,06	0,03	0,07	0,04	0,05	0,08	0,08	0,07	0,10	0,02
9,92	10,02	10,61	10,38	10,59	10,64	10,34	9,43	9,74	9,93	9,78	10,02	9,93	9,82	10,36	10,01
47 / 1.	**48 / 1.**	**49 / 1.**	**50 / 1.**	**51 / 1.**	**52 / 1.**	**53 / 1.**	**54 / 1.**	**55 / 1.**	**56 / 1.**	**57 / 1.**	**58 / 1.**	**59 / 1.**	**60 / 1.**	**61 / 1.**	**61/1.**

3,73	3,99	3,48	3,51	3,34	3,64	3,80	4,05	3,90	
20,23	22,27	22,75	22,17	23,94	24,39	21,80	23,77	22,06	
0,0046	0,0046	0,0023	0,0046	0,0023	0,0093	0,0000	0,0000	0,0027	
0,1881	0,1674	0,0981	0,2039	0,3038	0,2159	0,2863	0,0389	0,2111	
3,8074	3,8280	3,8996	3,7915	3,6939	3,7748	3,7137	3,9611	3,7862	
0,0127	0,0023	0,0006	0,0000	0,0000	0,0035	0,0000	0,0012	0,0000	
0,0017	0,0000	0,0000	0,0009	0,0000	0,0026	0,0026	0,0035	0,0031	
0,0021	0,0032	0,0011	0,0038	0,0011	0,0000	0,0005	0,0016	0,0000	
0,0000	0,0000	0,0031	0,0016	0,0048	0,0000	0,0000	0,0000	0,0087	
1,7583	1,7744	1,7385	1,7547	1,7732	1,7502	1,7249	1,7589	1,7582	
0,0681	0,0737	0,0627	0,0638	0,0612	0,0662	0,0681	0,0742	0,0713	
0,0217	0,0175	0,0043	0,0191	0,0088	0,0073	0,0130	0,0088	0,0058	
0,0332	0,0249	0,0000	0,0389	0,0784	0,0438	0,0721	0,0000	0,0420	
0,3062	0,2994	0,3497	0,2719	0,2557	0,2992	0,3182	0,3606	0,3431	
0,0149	0,0149	0,0126	0,0116	0,0151	0,0139	0,0126	0,0174	0,0162	
0,2317	0,2259	0,2266	0,2328	0,2318	0,2295	0,2248	0,2332	0,2369	
0,0000	0,0000	0,0021	0,0000	0,0000	0,0022	0,0000	0,0000	0,0000	
0,0285	0,0235	0,0233	0,0278	0,0248	0,0216	0,0254	0,0247	0,0266	
5,0800	5,0424	5,0279	5,0584	5,0128	4,9967	5,0494	4,9729	5,0107	
3,4847	3,4879	3,4829	3,5018	3,4916	3,4845	3,4854	3,4483	3,4520	
1,5953	1,5546	1,5450	1,5566	1,5212	1,5122	1,5640	1,5246	1,5587	
6,4047	6,4454	6,4550	6,4434	6,4788	6,4878	6,4360	6,4754	6,4413	
98,70	98,10	98,56	97,00	96,93	97,39	98,32	97,37	97,78	
0,04	0,06	0,02	0,07	0,02	0,00	0,01	0,03	0,00	
4,22	4,23	4,34	4,14	4,04	4,14	4,12	4,34	4,17	
0,06	0,05	0,00	0,07	0,14	0,08	0,13	0,00	0,08	
0,22	0,04	0,01	0,00	0,00	0,06	0,00	0,02	0,00	
0,00	0,00	0,04	0,02	0,06	0,00	0,00	0,00	0,11	
0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,03	0,04	0,04	
0,44	0,39	0,23	0,47	0,70	0,50	0,67	0,09	0,49	
0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,04	0,00	0,00	0,01	
0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	
1,52	1,48	1,74	1,33	1,25	1,47	1,58	1,77	1,69	
31,89	31,52	31,64	31,29	30,99	31,05	31,71	30,87	31,21	
47,39	47,49	47,88	46,98	47,21	47,52	47,64	47,38	47,29	
0,26	0,28	0,24	0,24	0,23	0,25	0,26	0,28	0,27	
0,13	0,13	0,11	0,10	0,13	0,12	0,11	0,15	0,14	
2,05	1,99	2,01	2,03	2,02	2,01	1,99	2,04	2,08	
0,28	0,23	0,23	0,27	0,24	0,21	0,25	0,24	0,26	
0,15	0,12	0,03	0,13	0,06	0,05	0,09	0,06	0,04	
10,20	10,25	10,11	10,03	10,13	10,05	10,01	10,09	10,12	
62/1.	**63/1.**	**64/1.**	**65/1.**	**66/1.**	**67/1.**	**68/1.**	**69/1.**	**70/1.**	

Anexo 7 – Dados das análises pontuais de microssonda eletrónica obtidos nas moscovites do *greisen* de Murçós, expressos em percentagem de óxidos (%) e átomos por fórmula unitária (a.p.f.u), calculados na base de 22 átomos de O.

DataSet /Point	(%)																				a.p.f.u																					
	K_2O	CaO	TiO_2	FeO	MnO	Na_2O	SiO_2	$Al2O_3$	MgO	Cr_2O_3	Cl	F	Rb_2O	SrO	Cs_2O	BaO	Li_2O*	H_2O*	O=F,Cl	Total	Si	Al (iv)	Al (vi)	Al (Total)	Ti	Cr	Fe	Mn	Mg	Li	Ca	Na	K	Sr	Ba	Rb	Cs	OH	F	Cl	%Cel	%Par
142 / 1.	10,830	0,0200	0,7300	1,2400	0,0300	0,3500	45,810	33,870	0,7700	0,0000	0,0200	0,0700	0,0000	0,0200	0,0000	0,0300	0	4,3800	0,0339	98,136	6,217	1,783	3,635	5,418	0,075	0	0,141	0,003	0,156	0	0,003	0,092	1,875	0,002	0,002	0	0	3,965	0,03	0,005	10,85	4,6771
143 / 1.	10,670	0,0600	0,7300	1,1000	0,0000	0,4100	45,700	33,510	0,7200	0,0000	0,0200	0,2800	0,0100	0,0600	0,0100	0,0000	0,0112	4,2522	0,1224	97,421	6,242	1,758	3,637	5,395	0,075	0	0,126	0	0,147	0,006	0,009	0,109	1,859	0,005	0	0,001	0,001	3,874	0,121	0,005	12,1	5,5386
144 / 1.	10,560	0,0000	0,7600	1,2100	0,0000	0,4300	46,140	33,980	0,8100	0,0000	0,0200	0,1600	0,0000	0,1100	0,0000	0,0000	0	4,3600	0,0718	98,468	6,23	1,77	3,638	5,408	0,077	0	0,137	0	0,163	0	0	0,113	1,819	0,009	0	0	0	3,927	0,068	0,005	11,5	5,8488
145 / 1.	10,710	0,0100	0,7200	1,1700	0,0200	0,4500	45,940	34,180	0,7700	0,0300	0,0100	0,2200	0,0000	0,0200	0,0000	0,0000	0	4,3321	0,0948	98,487	6,206	1,794	3,648	5,442	0,073	0,003	0,132	0,002	0,155	0	0,001	0,118	1,845	0,002	0	0	0	3,904	0,094	0,002	10,3	6,0112
146 / 1.	10,630	0,0200	0,7400	1,2100	0,0600	0,6000	46,060	33,840	0,7100	0,0200	0,0100	0,0000	0,0100	0,0900	0,0000	0,0200	0	4,4307	0,0022	98,448	6,23	1,77	3,625	5,395	0,075	0,002	0,137	0,007	0,143	0	0,003	0,157	1,834	0,007	0,001	0,001	0	3,998	0	0,002	11,5	7,8854
147 / 1.	10,700	0,0200	0,8000	1,2400	0,0300	0,5900	45,900	33,510	0,8200	0,0000	0,0500	0,4000	0,0300	0,0600	0,0000	0,0200	0,0486	4,2159	0,1796	98,254	6,229	1,771	3,59	5,361	0,082	0	0,141	0,003	0,166	0,027	0,003	0,155	1,852	0,005	0,001	0,003	0	3,817	0,172	0,012	11,45	7,7229

Anexo 8 – Dados das análises pontuais de microssonda eletrónica obtidos nas apatites dos veios de Ervedosa, expressos em percentagem de óxidos (%) e átomos por fórmula unitária (a.p.f.u), calculados na base de 25 átomos de O.

DataSet /Point	(%)																						a.p.f.u												
	Na_2O	P_2O_5	CaO	FeO	Cl	MnO	CeO_2	Pr_2O_3	Nd_2O_3	SmO	Gd_2O_3	Tb_2O_3	Dy_2O_3	Ho_2O_3	ThO_2	UO_2	Yb_2O_3	F	SrO	Er_2O_3	SiO2	Total	Ca	Na	Mn	Fe	La	Ce	Pr	Nd	P	Si	Cl	F	OH
63 / 1.	0,02	41,01	54,56	0,15	0,01	1,42	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,09	0,09	2,80	0,00	0,00	0,00	100,26	9,6746	0,0064	0,1991	0,0208	0,0000	0,0018	0,0000	0,0000	5,7462	0,0000	0,0028	1,4655	0,4683
64 / 1.	0,00	41,07	54,24	0,10	0,00	1,20	0,08	0,01	0,00	0,00	0,04	0,00	0,05	0,05	0,02	0,00	0,00	2,98	0,00	0,00	0,00	99,83	9,6277	0,0000	0,1684	0,0139	0,0000	0,0049	0,0006	0,0000	5,7605	0,0000	0,0000	1,5613	0,5613
65 / 1.	0,00	40,01	54,14	0,07	0,01	1,11	0,11	0,08	0,03	0,00	0,05	0,00	0,06	0,00	0,03	0,00	0,00	3,50	0,05	0,00	0,00	99,25	9,7097	0,0000	0,1574	0,0098	0,0000	0,0067	0,0049	0,0018	5,6701	0,0000	0,0028	1,8527	0,8556
66 / 1.	0,05	41,08	54,11	0,07	0,00	1,17	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	4,13	0,00	0,00	0,00	100,77	9,4981	0,0159	0,1624	0,0096	0,0000	0,0048	0,0000	0,0000	5,6980	0,0000	0,0000	2,1397	1,1397
67 / 1.	0,00	40,85	54,01	0,14	0,00	1,09	0,11	0,11	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,16	0,02	0,00	0,02	3,74	0,08	0,02	0,00	100,44	9,5551	0,0000	0,1524	0,0193	0,0000	0,0066	0,0066	0,0000	5,7107	0,0000	0,0000	1,9529	0,9529

0,8030	1,5768	1,3655	0,9488	0,6955	0,8901	0,8010	0,8440	0,9874	0,6087	0,9923	1,2227	0,9194	0,7515	0,3639	0,8326
1,8030	2,5768	2,3627	1,9488	1,6927	1,8873	1,7982	1,8440	1,9844	1,6059	1,9895	2,2199	1,9194	1,7515	1,3611	1,8326
0,0000	0,0000	0,0028	0,0000	0,0028	0,0028	0,0028	0,0000	0,0029	0,0028	0,0028	0,0028	0,0000	0,0000	0,0028	0,0000
0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
5,7069	5,6728	5,7501	5,7278	5,7950	5,7626	5,7087	5,7247	5,5871	5,7587	5,6964	5,7049	5,6667	5,7145	5,7654	5,6762
0,0006	0,0000	0,0024	0,0000	0,0047	0,0059	0,0059	0,0042	0,0000	0,0065	0,0000	0,0000	0,0000	0,0012	0,0000	0,0048
0,0085	0,0000	0,0060	0,0018	0,0000	0,0006	0,0000	0,0116	0,0000	0,0006	0,0000	0,0018	0,0067	0,0000	0,0042	0,0000
0,0030	0,0067	0,0018	0,0024	0,0048	0,0120	0,0084	0,0086	0,0032	0,0091	0,0061	0,0048	0,0080	0,0000	0,0000	0,0055
0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
0,0180	0,0152	0,0206	0,0151	0,0138	0,0082	0,0096	0,0084	0,0144	0,0152	0,0111	0,0097	0,0154	0,0151	0,0153	0,0140
0,1685	0,2128	0,2202	0,1832	0,2051	0,1058	0,0810	0,0849	0,1154	0,1093	0,1304	0,1669	0,1733	0,1824	0,2632	0,1915
0,0000	0,0000	0,0064	0,0000	0,0000	0,0064	0,0096	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0096	0,0033	0,0000	0,0000	0,0032
9,6266	9,2916	9,1828	9,5015	9,4317	9,5034	9,7109	9,6364	9,9040	9,6502	9,6124	9,4351	9,6611	9,6388	9,6197	9,6705
100,03	100,13	99,99	100,82	100,29	100,49	100,65	99,20	96,94	100,08	100,10	99,79	99,29	100,96	100,25	99,25
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,03	0,10	0,07	0,00	0,09	0,00	0,02	0,00	0,05	0,01	0,00	0,05	0,04	0,01	0,00
0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,09	0,16	0,06	0,13	0,00	0,08	0,08	0,08	0,07
3,44	4,93	4,54	3,76	3,25	3,63	3,45	3,49	3,64	3,07	3,80	4,24	3,62	3,37	2,59	3,46
0,00	0,04	0,00	0,02	0,06	0,00	0,00	0,00	0,06	0,08	0,00	0,04	0,03	0,00	0,05	0,02
0,00	0,11	0,01	0,00	0,09	0,01	0,07	0,06	0,10	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,05
0,00	0,03	0,00	0,03	0,05	0,00	0,01	0,00	0,04	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,05	0,00
0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,06	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,21	0,00
0,00	0,10	0,00	0,02	0,03	0,04	0,09	0,14	0,08	0,01	0,16	0,05	0,17	0,07	0,11	0,00
0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,05	0,00	0,07	0,02
0,00	0,00	0,00	0,04	0,06	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,13	0,00	0,00	0,00	0,02	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,15	0,00	0,05	0,00	0,08
0,01	0,00	0,04	0,00	0,08	0,10	0,10	0,07	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,08
0,14	0,00	0,10	0,03	0,00	0,01	0,00	0,19	0,00	0,01	0,00	0,03	0,11	0,00	0,07	0,00
0,05	0,11	0,03	0,04	0,08	0,20	0,14	0,14	0,05	0,15	0,10	0,08	0,13	0,00	0,00	0,09
1,20	1,52	1,58	1,32	1,47	0,76	0,58	0,60	0,79	0,78	0,93	1,19	1,22	1,31	1,87	1,35
0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
0,13	0,11	0,15	0,11	0,10	0,06	0,07	0,06	0,10	0,11	0,08	0,07	0,11	0,11	0,11	0,10
54,21	52,47	52,08	54,11	53,45	53,95	54,99	53,83	53,62	54,45	54,19	53,19	53,78	54,74	54,03	53,89
40,67	40,54	41,27	41,28	41,56	41,40	40,91	40,47	38,28	41,12	40,64	40,70	39,92	41,07	40,98	40,03
0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,01
68 / 1.	**69 / 1.**	**70 / 1.**	**71 / 1.**	**72 / 1.**	**73 / 1.**	**74 / 1.**	**75 / 1.**	**76 / 1.**	**77 / 1.**	**78 / 1.**	**79 / 1.**	**80 / 1.**	**81 / 1.**	**82 / 1.**	**83 / 1.**

1,0149	1,3666	1,0156	0,3908	0,7231	0,5283	1,0209
2,0149	2,3638	2,0156	1,3880	1,7203	1,5227	2,0181
0,0000	0,0028	0,0000	0,0028	0,0028	0,0056	0,0028
0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
5,7030	5,6107	5,6611	5,7443	5,7507	5,7675	5,6350
0,0000	0,0018	0,0066	0,0036	0,0000	0,0000	0,0000
0,0000	0,0067	0,0061	0,0048	0,0066	0,0030	0,0036
0,0036	0,0037	0,0092	0,0110	0,0018	0,0073	0,0079
0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
0,0124	0,0223	0,0266	0,0195	0,0277	0,0430	0,0264
0,1739	0,2572	0,2791	0,1929	0,2507	0,3839	0,2703
0,0000	0,0000	0,0097	0,0032	0,0000	0,0000	0,0097
9,5433	9,4922	9,4961	9,7009	9,4707	9,3748	9,5831
100,99	99,62	99,49	100,07	100,55	100,06	100,26
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,02	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00
0,19	0,00	0,00	0,13	0,13	0,00	0,00
3,88	4,48	3,81	2,64	3,29	2,90	3,84
0,00	0,03	0,03	0,10	0,00	0,00	0,04
0,00	0,01	0,06	0,06	0,00	0,01	0,02
0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,03	0,00
0,00	0,00	0,05	0,03	0,00	0,03	0,06
0,10	0,06	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00
0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07
0,11	0,00	0,00	0,00	0,31	0,12	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
0,00	0,03	0,11	0,06	0,00	0,00	0,00
0,00	0,11	0,10	0,08	0,11	0,05	0,06
0,06	0,06	0,15	0,18	0,03	0,12	0,13
1,25	1,82	1,97	1,37	1,79	1,25	1,92
0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01
0,09	0,16	0,19	0,14	0,20	0,31	0,19
54,24	53,10	52,98	54,46	53,46	52,70	53,82
41,02	39,72	39,97	40,81	41,08	41,03	40,05
0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,03
84 / 1.	**116 / 1.**	**117 / 1.**	**118 / 1.**	**119 / 1.**	**120 / 1.**	**121 / 1.**

Anexo 9 – Dados das análises pontuais de microssonda eletrónica obtidos nas apatites do *greisen* de Murçós, expressos em percentagem de óxidos (%) e átomos por fórmula unitária (a.p.f.u), calculados na base de 25 átomos de O.

a.p.f.u	OH	1,104879	0,652288	0,801638	0,987711	1,006551	0,681063	0,682187	0,881937	1,083458	0,771914	0,328318	0,669844	0,912825
	F	2,091043	1,649508	1,798843	1,979336	2,001009	1,681063	1,679401	1,879147	2,080677	1,771914	1,328318	1,667043	1,912825
	Cl	0,013836	0,00278	0,002795	0,008375	0,005542	0	0,002787	0,00279	0,002781	0	0	0,002801	0
	Si	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	P	5,777807	5,890834	5,879514	5,805253	5,791732	5,849298	5,779469	5,795907	5,781508	5,789875	5,846658	5,822868	5,780597
	Nd	0	0,001172	0,004711	0,001765	0,002336	0,005241	0,008221	0	0,007032	0,008802	0,011812	0,002951	0
	Pr	0,000595	0	0	0,002401	0,001191	0,002971	0	0	0,002989	0	0	0,001806	0,001198
	Ce	0,000598	0,000601	0,010262	0,002412	0,007183	0,002388	0,005417	0,007231	0,004205	0,003008	0,012109	0,00484	0,009026
	La	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Fe	0,032768	0,00823	0,026197	0,044077	0,005469	0,009545	0,028873	0,019271	0,028814	0,038475	0,029041	0,030402	0,028865
	Mn	0,103713	0,016671	0,118701	0,131137	0,060933	0,064912	0,069628	0,044613	0,086162	0,084895	0,084039	0,083979	0,082138
	Na	0,047482	0,009541	0,044754	0,05429	0,038041	0,044262	0,041441	0,012766	0,031812	0,025487	0,019238	0,038448	0,031868
	Ca	9,341031	9,414441	9,210663	9,280786	9,415905	9,423735	9,570555	9,48815	9,35228	9,485528	9,560617	9,459907	9,449823
(%)	Total	100,66	100,20	99,67	99,73	100,68	100,60	100,41	100,13	100,39	100,28	100,15	99,90	100,48
	Er_2O_3	0,05	0,00	0,01	0,00	0,00	0,05	0,09	0,02	0,07	0,03	0,01	0,02	0,13
	SrO	0,00	0,04	0,11	0,01	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,05	0,02
	F	4,05	3,18	3,45	3,80	3,87	3,26	3,23	3,61	4,01	3,41	2,54	3,19	3,68
	Yb_2O_3	0,03	0,09	0,03	0,02	0,04	0,00	0,08	0,00	0,06	0,00	0,12	0,00	0,00
	UO_2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,05	0,04	0,07
	ThO_2	0,01	0,08	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	Ho_2O_3	0,00	0,10	0,07	0,00	0,04	0,00	0,00	0,15	0,00	0,00	0,05	0,00	0,06
	Dy_2O_3	0,02	0,06	0,03	0,04	0,12	0,06	0,01	0,16	0,04	0,02	0,14	0,14	0,17
	Tb_2O_3	0,06	0,11	0,09	0,00	0,08	0,02	0,00	0,05	0,00	0,00	0,01	0,04	0,03
	Gd_2O_3	0,05	0,19	0,11	0,02	0,07	0,00	0,00	0,04	0,00	0,09	0,21	0,00	0,02
	SmO	0,00	0,09	0,08	0,05	0,00	0,04	0,07	0,00	0,21	0,00	0,05	0,23	0,03
	Nd_2O_3	0,00	0,02	0,08	0,03	0,04	0,09	0,14	0,00	0,12	0,15	0,20	0,05	0,00
	Pr_2O_3	0,01	0,00	0,00	0,04	0,02	0,05	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,03	0,02
	CeO_2	0,01	0,01	0,17	0,04	0,12	0,04	0,09	0,12	0,07	0,05	0,20	0,08	0,15
	MnO	0,75	0,12	0,85	0,94	0,44	0,47	0,50	0,32	0,62	0,61	0,60	0,60	0,59
	Cl	0,05	0,01	0,01	0,03	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
	FeO	0,24	0,06	0,19	0,32	0,04	0,07	0,21	0,14	0,21	0,28	0,21	0,22	0,21
	CaO	53,40	53,57	52,14	52,59	53,75	53,94	54,33	53,80	53,20	53,88	53,96	53,43	53,66
	P_2O_5	41,80	42,42	42,12	41,63	41,84	42,37	41,52	41,59	41,62	41,62	41,76	41,62	41,54
	Na_2O	0,15	0,03	0,14	0,17	0,12	0,14	0,13	0,04	0,10	0,08	0,06	0,12	0,10
DataSet /Point		148 / 1.	149 / 1.	150 / 1.	151 / 1.	152 / 1.	153 / 1.	154 / 1.	155 / 1.	156 / 1.	157 / 1.	158 / 1.	159 / 1.	160 / 1.

Anexo 10 – Dados das análises pontuais de microssonda eletrónica obtidos na turmalina de Monte Agrochão, expressos em percentagem de óxidos (%) e atómos por fórmula unitária (a.p.f.u), calculados na base de 29 átomos de O.

DataSet/ Point	CaO	TiO_2	FeO	MnO	SiO_2	Na2O	Al_2O_3	MgO	F	Total	Si	Al iv	Al (z)	Al (y)	Ti	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	OH *	F
181 / 1.	0,9100	0,7500	8,9800	0,0900	35,8100	2,0500	30,8800	5,9800	0,4600	85,8900	5,9761	0,0239	6,0000	0,0504	0,0941	1,2533	0,0127	1,4877	0,16	0,6634	3,7572	0,2428
182 / 1.	0,8400	0,8100	8,5400	0,0900	36,4700	2,2300	31,0000	6,0200	0,1300	86,1300	6,0282	0,0000	6,0000	0,0397	0,1007	1,1806	0,0126	1,4833	0,15	0,7147	3,9320	0,0680
183 / 1.	0,9800	0,8500	8,1600	0,0600	35,9600	2,0100	31,1100	6,4800	0,7700	86,3800	5,9635	0,0365	6,0000	0,0446	0,1060	1,1317	0,0084	1,6019	0,17	0,6463	3,5962	0,4038
184 / 1.	0,8900	0,7400	8,6000	0,0900	36,6600	2,2800	31,4000	6,2800	0,5400	87,4900	5,9980	0,0020	6,0000	0,0535	0,0911	1,1768	0,0125	1,5317	0,16	0,7233	3,7206	0,2794
185 / 1.	0,9100	0,7400	8,6100	0,0700	35,9100	2,3000	31,2400	6,3400	0,3500	86,4800	5,9412	0,0588	6,0000	0,0334	0,0921	1,1914	0,0098	1,5637	0,16	0,7379	3,8169	0,1831
186 / 1.	0,8000	0,6500	8,7900	0,1100	36,1700	2,1900	31,2800	5,8100	0,4400	86,2200	5,9994	0,0006	6,0000	0,1149	0,0811	1,2193	0,0155	1,4366	0,14	0,7043	3,7692	0,2308
187 / 1.	0,9700	1,2600	9,4900	0,0500	35,8000	2,0200	30,1700	5,8100	0,4900	86,0500	5,9881	0,0119	5,9362	0,0000	0,1585	1,3275	0,0071	1,4487	0,17	0,6551	3,7408	0,2592
188 / 1.	0,7100	1,2000	9,2500	0,0800	35,8200	2,2800	30,4300	5,6900	0,5700	86,0300	5,9902	0,0098	5,9884	0,0000	0,1509	1,2937	0,0113	1,4185	0,13	0,7393	3,6985	0,3015
189 / 1.	0,5800	0,6700	9,2700	0,1000	6,0000	1,8400	31,7600	5,1100	0,2000	85,8500	6,0245	0,0000	6,0000	0,2130	0,0836	1,2867	0,0141	1,2642	0,10	0,5921	3,8950	0,1050
190 / 1.	0,7600	0,6900	9,0300	0,0900	35,7500	2,1300	31,4100	5,8100	0,5800	86,2500	5,9486	0,0514	6,0000	0,1090	0,0863	1,2566	0,0127	1,4411	0,14	0,6872	3,6948	0,3052
191 / 1.	0,9800	1,1600	9,7100	0,1400	35,7700	2,2600	30,2300	5,5300	0,4600	86,2500	5,9838	0,0162	5,9445	0,0000	0,1459	1,3585	0,0198	1,3790	0,18	0,7331	3,7566	0,2434
192 / 1.	1,0100	1,2000	9,5700	0,0800	36,1900	2,0500	30,5300	5,6300	0,6300	86,8700	6,0032	0,0000	5,9693	0,0000	0,1497	1,3276	0,0112	1,3922	0,18	0,6594	3,6695	0,3305
193 / 1.	0,7500	1,1900	9,2100	0,0900	35,9900	2,3400	30,9100	5,8900	0,6000	86,9700	5,9557	0,0443	5,9849	0,0000	0,1481	1,2746	0,0126	1,4530	0,13	0,7508	3,6860	0,3140
194 / 1.	0,8700	1,8300	10,1800	0,1300	35,9000	2,1400	29,8900	5,4300	0,5700	86,9500	5,9783	0,0217	5,8452	0,0000	0,2292	1,4178	0,0183	1,3479	0,16	0,6910	3,6998	0,3002
195 / 1.	0,8500	1,6000	10,0000	0,1600	35,8000	1,9600	29,9400	5,4100	0,4900	86,2100	5,9945	0,0055	5,9037	0,0000	0,2015	1,4004	0,0227	1,3504	0,15	0,6364	3,7405	0,2595

Anexo 11 – Dados das análises pontuais de microssonda eletrónica obtidos na turmalina de Murçós, expressos em percentagem de óxidos (%) e atómos por fórmula unitária (a.p.f.u), calculados na base de 29 átomos de O.

DataSet/ Point	CaO	TiO2	FeO	MnO	Na2O	SiO2	Al2O3	MgO	F	Total	B *	Si	Al iv	Al (z)	Al (y)	Ti	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	OH *	F
122 / 1.	0,3100	0,4600	7,9600	0,0400	1,8400	36,0900	33,6900	4,7000	0,3400	85,4100	3	5,964256	0,035744	6	0,526801	0,057172	1,100165	0,005599	1,157862	0,054894	0,589614	3,822296	0,177704
123 / 1.	0,2900	0,3000	7,9600	0,0500	1,7700	36,4800	33,6400	4,7000	0,0600	85,2600	3	6,013694	0	6	0,536487	0,037193	1,097425	0,006982	1,154978	0,051225	0,565771	3,968719	0,031281
124 / 1.	0,2300	0,3100	8,5500	0,0500	1,6500	36,3300	33,5300	4,3200	0,0300	85,0200	3	6,018655	0	6	0,54741	0,038623	1,184611	0,007016	1,066859	0,040828	0,530028	3,984282	0,015718
125 / 1.	0,2900	0,3300	7,8200	0,0600	1,9000	36,5500	34,0900	5,1600	0,1900	86,3800	3	5,957732	0,042268	6	0,507448	0,040454	1,066046	0,008284	1,253813	0,050651	0,60052	3,902052	0,097948
126 / 1.	0,3600	0,1100	7,3700	0,0600	1,9400	36,4100	32,9900	5,4600	0,4900	85,1900	3	6,030037	0	6	0,439966	0,013701	1,020804	0,008417	1,347974	0,063885	0,622991	3,743348	0,256652
127 / 1.	0,3000	0,3700	7,9100	0,0500	1,8900	36,4000	33,5800	5,0000	0,0000	85,5100	3	5,985538	0,014462	6	0,494091	0,045757	1,087812	0,006964	1,225635	0,052859	0,602621	4	0
128 / 1.	0,3400	0,4300	7,9000	0,0500	2,0000	36,6100	34,4800	4,9800	0,2000	86,9800	3	5,931969	0,068031	6	0,51716	0,052399	1,070537	0,006862	1,202868	0,05903	0,628362	3,897511	0,102489
129 / 1.	0,3100	0,4200	8,0300	0,0500	1,9000	37,1900	33,9400	4,8000	0,2300	86,8800	3	6,029875	0	6	0,486283	0,051214	1,088863	0,006867	1,160146	0,053856	0,597333	3,882061	0,117939
130 / 1.	0,2900	0,5100	8,0300	0,0700	1,7700	36,6800	33,8200	5,0000	0,1100	86,2800	3	5,983981	0,016019	6	0,487321	0,062573	1,0956	0,009673	1,215963	0,050694	0,559906	3,943245	0,056755
131 / 1.	0,3200	0,6700	8,5000	0,0300	1,8800	36,6700	33,5500	4,5200	0,2100	86,3500	3	6,001302	0	6	0,471859	0,082464	1,,1634	0,004159	1,102713	0,056115	0,596586	3,891307	0,108693
132 / 1.	0,8400	1,0200	9,8400	0,1300	2,2100	35,3900	30,9900	5,4900	0,8000	86,7200	3	5,911521	0,088479	6	0,013099	0,128137	1,374641	0,018394	1,367037	0,150346	0,7158	3,577373	0,422627
133 / 1.	0,7200	0,9400	9,7000	0,0800	2,2500	36,1000	31,0300	5,3400	0,5300	86,6800	3	5,993442	0,006558	6	0,065737	0,117369	1,346841	0,01125	1,321599	0,128084	0,724323	3,721713	0,278287

0,157552	0,163616	0,218763	0,132118	0,332036	0,047554	0,281495	0,294811
3,842448	3,836384	3,781237	3,867882	3,667964	3,952446	3,718505	3,705189
0,672946	0,715136	0,706602	0,745216	0,665646	0,664092	0,66429	0,632622
0,122771	0,12696	0,122926	0,139657	0,151778	0,175434	0,145756	0,181929
1,324332	1,37572	1,290171	1,320198	1,33898	1,489306	1,391909	1,478914
0,021099	0,011309	0,014291	0,008493	0,007058	0,011321	0,012803	0,01128
1,347103	1,374761	1,377101	1,368144	1,378375	1,26729	1,376411	1,257102
0,106152	0,104172	0,10658	0,104306	0,120316	0,114338	0,10104	0,117677
0	0,034846	0,090758	0,059698	0,014547	0,00639	0,030278	0,016897
5,989312	6	6	6	6	6	6	6
0	0,01386	0,014174	0,014515	0	0,027317	0,013041	0,01247
6,075975	5,98614	5,985826	5,985485	6,014267	5,972683	5,986959	5,98753
3	3	3	3	3	3	3	3
86,3200	86,1300	85,2700	85,9900	86,5500	85,5600	85,8000	86,2500
0,3000	0,3100	0,4100	0,2500	0,6300	0,0900	0,5300	0,5600
5,3500	5,5300	5,1300	5,3000	5,3900	5,9800	5,5600	5,9600
30,6000	30,7500	30,7000	30,8400	30,6200	30,6400	30,5300	30,7300
36,5900	35,8700	35,4800	35,8200	36,0900	35,7500	35,6500	35,9700
2,0900	2,2100	2,1600	2,3000	2,0600	2,0500	2,0400	1,9600
0,1500	0,0800	0,1000	0,0600	0,0500	0,0800	0,0900	0,0800
9,7000	9,8500	9,7600	9,7900	9,8900	9,0700	9,8000	9,0300
0,8500	0,8300	0,8400	0,8300	0,9600	0,9100	0,8000	0,9400
0,6900	0,7100	0,6800	0,7800	0,8500	0,9800	0,8100	1,0200
134 / 1.	**135 / 1.**	**136 / 1.**	**137 / 1.**	**138 / 1.**	**139 / 1.**	**140 / 1.**	**141 / 1.**

Anexo 12 – Dados de microtermometria e microespectrometria Raman obtidos nas IF P e PS analisadas nas amostras de cassiterite de Ervedosa. I – Isolada; G – Grupo; A – Alinhamento.

Nome IF	Petrografia				Microtermometria							Composição da fase volátil (mole%)			Composição da fase volátil (mole%)					
	Tipo de IF	Flw	Dimensão	Ocorrência	Tmice (°C)	$TfCO_2$ (°C)	TfCl (°C)	Te (°C)	TH (°C)	Modo	Tipo	CO_2	CH_4	N_2	H_2O	CO_2	CH_4	N_2	NaCl (eq.%)	Densidade (g/cm³)
IF P1 ERV Cst_F5	P	0,65	15,2	A	-3,91	-59	8,2		331	L	Lw-c	70,20	21,01	8,79	79,6	14,4	3,0	1,2	1,7	0,9751
IF P2 ERV Cst_F5	P	0,65	11,9	A	-3,82	-66,1	9		341	L	Lw-c	45,40	46,91	7,69	80,2	11,6	5,7	0,8	1,7	0,9443
IF P3 ERV Cst_F5	P	0,6	16,3	A	-4,11	-65,2			339	L	Lw-c	41,86	41,06	17,08	77,1	13,1	6,0	2,2	1,7	0,9413
IF P4 ERV Cst_F5	P	0,6	9,5	A	-4,9	-62,1	9,1	-22,1	332	L	Lw-c	60,89	32,29	6,82	76,5	15,5	5,0	1,0	2,0	0,9514
IF P5 ERV Cst_F5	P	0,6	21,5	A	-3,71	-66	13,2		336	L	Lw-c	41,89	44,58	13,53	77,3	13,0	6,4	1,7	1,5	0,9228
IF P6 VER Cst_F5	P	0,65	10,8	G	-3,81	-66,1	11,8		339	L	Lw-c	45,07	39,21	15,72	80,1	11,6	4,8	1,7	1,6	0,9493
IF P7 ERV Cst_F5	P	0,65	19,3	G	-3,21	-65,8	14,5		335	L	Lw-c	45,81	38,43	15,76	80,4	11,7	4,7	1,7	1,4	0,9452
IF P8 ERV Cst_F5	P	0,7	14,7	G	-3,81	-66,1	9,7		331	L	Lw-c	43,64	48,78	7,58	87,3	5,4	4,7	0,7	1,8	0,9995
IF P9 ERV Cst_F5	P	0,65	12,2	G	-4,2	-60,3	10,2		342	L	Lw-c	63,22	20,22	16,56	79,5	13,7	2,8	2,2	1,8	0,9774
IF P10 ERV Cst_F5	P	0,7	22,8	G	-3,32	-59,4	11,9	-23,3	341	L	Lw-c	57,54	34,80	7,66	82,6	11,1	3,7	0,8	1,7	0,9773
IF P11 ERV Cst_F5	P	0,6	13,4	G	-4,9		13,5		332	L	Lw-c	28,51	54,95	16,54	77,2	10,7	8,1	2,0	2,0	0,9062
IF P12 ERV Cst_F5	P	0,6	10,8	G	-5,1	-66,1			342	L	Lw-c	43,39	44,97	11,64	76,7	13,2	6,5	1,5	2,1	0,9338
IF P13 ERV Cst_F5	P	0,7	16,4	G	-4,3	-64,9		-22,4	337	L	Lw-c	47,45	39,68	12,87	82,8	10,1	4,0	1,2	1,9	0,9718
IF P14 ERV Cst_F5	P	0,65	15,6	G	-3,51	-65,1			334	L	Lw-c	39,48	44,46	16,06	80,4	10,9	5,4	1,7	1,5	0,9379
IF P15 ERV Cst_F5	P	0,65	18,4	G	-4,42		9,8	-23,1	340	L	Lw-c	42,92	38,01	19,07	80,0	11,4	4,7	2,1	1,9	0,9528
IF P16 CST EF5B	P	0,8	21,2	A	-3,24	-66,2	11,7		339	L	Lw-c	61,80	33,20	5,00	81,6	8,1	7,4	1,0	1,9	0,9803
IF P17 CST EF5B	P	0,65	25,3	G	-4,44	-61,8	10,8		342	L	Lw-c	59,10	27,30	13,60	79,9	10,3	5,3	3,3	1,3	0,9784
IF P18 CST EF5B	P	0,6	17,8	G	-4,85	-58,9			331	L	Lw-c	71,25	23,00	5,75	75,6	14,0	7,0	1,7	1,7	0,9297
IF P19 CST EF5B	P	0,65	28,9	G	-5,1	-59,7	11	-22,5	333	L	Lw-c	68,40	18,60	13,00	76,8	13,2	6,0	2,0	2,0	0,9361
IF P20 CST EF5B	P	0,7	11,8	G	-4,14	-60,3	12,9		340	L	Lw-c	72,30	17,50	10,20	79,3	13,0	3,6	2,3	1,8	0,9776
IF P21 CST EF5B	P	0,75	18,3	G	-3,69	-61,8	14,6		337	L	Lw-c	69,90	18,10	12,00	80,6	12,2	3,2	2,4	1,5	0,9901
IF P22 CST EF5B	P	0,6	24,5	A	-4,25	-59,2		-22,3	332	L	Lw-c	70,41	21,09	8,50	80,9	11,8	2,7	3,0	1,6	0,9857
IF P23 CST EF5B	P	0,6	29,1	A	-3,54	-62,1	10,2		341	L	Lw-c	49,57	39,41	11,02	78,5	11,9	6,7	1,2	1,7	0,9644
IF P24 CST EF5B	P	0,6	18,8	A	-3,87				341	L	Lw-c	59,68	34,17	6,15	77,2	11,9	5,8	3,4	1,7	0,9631
IF P25 CST EF5B	P	0,65	14,3	G	-3,1	-61,7	11,3	-23,2	329	L	Lw-c	72,09	22,31	5,60	76,5	13,6	5,2	3,0	1,6	0,9688
IF P26 CST EF5A	P	0,65	16,7	G	-4,25	-60,9	9,4		331	L	Lw-c	67,73	25,09	7,18	80,0	11,8	4,1	2,5	1,6	0,9837
IF P27 CST EF5A	P	0,6	19,9	G	-3,88	-61,3	10,8		335	L	Lw-c	69,79	23,04	7,17	79,0	10,4	5,4	3,2	2,1	0,9821
IF P28 CST EF5A	P	0,65	20,4	G	-3,79	-59,9			339	L	Lw-c	70,36	24,18	5,46	78,7	10,0	7,1	2,5	1,7	0,9524
IF P29 CST EF5A	P	0,7	11,2	G	-3,86	-61,2	9,3		334	L	Lw-c	68,94	26,08	4,98	76,8	12,8	6,5	2,2	1,7	0,9448
IF P30 CST EF5A	P	0,65	24,5	A	-3,62	-65,7	11,6	-22,4	330	L	Lw-c	72,03	15,05	12,92	81,6	11,0	2,0	3,7	1,8	0,9912
IF P31 CST EF5A	P	0,65	23,3	G	-4,02				338	L	Lw-c									
IF P32 CST EF5A	P	0,65	17,9	G	-5	-60,9			342	L	Lw-c									
IF P33 CST EF5A	P	0,7	12,4	G	-4,21	-64,8	10,7		340	L	Lw-c									
IF P34 CST EF5A	P	0,8	25,1	G	-3,69	-59,7	11,8		337	L	Lw-c									
IF P35 CST EF5A	P	0,6	19,3	G	-3,87	-62,3	9,6	-23,2	334	L	Lw-c									
IF P36 CST EF5A	P	0,6	17,2	A	-4,58	-63,1	10,5		333	L	Lw-c									
IF P37 CST EF5A	P	0,6	15,5	G	-4,69	-64,2			341	L	Lw-c									
IF P38 CST EF5A	P	0,65	24,3	G	-4,33	-63,7	14,3	-22,1	340	L	Lw-c									

IF P39 CST EF5A	P	0,6	18	G	-3,78	-63,5			336	L	Lw-c									
IF P40 CST EF5A	P	0,6	17,2	G	-3,88	-61,4	10,6		331	L	Lw-c									
IF P41 CST EF5A	P	0,65	16,7	G	-3,94	-62,7	13,5		339	L	Lw-c									
IF P42 CST EF5A	P	0,75	10,8	G	-4,26	-62,3			335	L	Lw-c									
IF P43 CST EF5A	P	0,8	21,2	G	-4,55	-60,7	11,7	-22	341	L	Lw-c									
IF P44 CST EF5A	P	0,65	27,4	A	-3,78	-62,3	9,8		332	L	Lw-c									
IF P45 CST EF5A	P	0,65	14,5	A	-3,64	-59,6	13,1		338	L	Lw-c									
IF PS1 CST F1	PS	0,6	16,3	A	-3,32	-62,3	10,2		332	L	Lw-c	71,07	22,08	6,85	74,96	13,97	5,93	3,33	1,8	0,9476
IF PS2 CST F1	PS	0,6	18,1	A	-2,71	-61,9			339	L	Lw-c	68,36	28,12	3,52	80,09	12,33	3,69	2,21	1,7	0,9899
IF PS3 CST F1	PS	0,6	12,6	A	-3,97	-65,9	9,1		340	L	Lw-c	70,44	24,17	5,39	78,24	11,66	4,46	3,89	1,8	0,9823
IF PS4 CST F1	PS	0,7	19,4	A	-4,45	-63,3	10,6		329	L	Lw-c	57,98	31,28	10,74	78,68	11,8	4,21	3,62	1,7	0,9869
IF PS5 CST F1	PS	0,65	13,3	A	-3,36	-59,9			331	L	Lw-c	66,71	32,25	1,04	77,53	13,44	5,37	2,34	1,3	0,9725
IF PS6 CST F1	PS	0,65	14,8	A	-5,1	-60,8	9,2		327	L	Lw-c	69,97	28,02	2,01	81,16	10,71	4,26	2,19	1,7	0,9891
IF PS7 CST F1	PS	0,7	21,2	A	-3,89	-59,8			329	L	Lw-c	58,73	26,85	14,42	76,84	14,32	3,78	3,28	1,8	0,9596
IF PS8 CST F1	PS	0,6	14,4	A	-3,56	-64,2	13,2		341	L	Lw-c	71,52	18,17	10,31	79,12	12,08	4,61	2,57	1,6	0,9784
IF PS9 CST F1	PS	0,65	11,1	A	-4,21	-62,1			333	L	Lw-c	70,36	20,01	9,63	77,89	12,76	5,58	2,41	1,4	0,9897
IF PS10 CST EF5A	PS	0,6	10,7	A	-3,43	-63,4	10,8		335	L	Lw-c	68,27	17,35	14,38	78,27	11,04	6,01	3,13	1,6	0,9871
IF PS11 CST EF5A	PS	0,6	17,5	A	-4,25	-62,8	11,2		339	L	Lw-c									
IF PS12 CST EF5A	PS	0,65	14,9	A	-3,39	-62,4			339	L	Lw-c									
IF PS13 CST EF5A	PS	0,8	17,2	A	-4,63	-61,3			326	L	Lw-c									
IF PS14 CST EF5A	PS	0,75	9,3	A	-5,3	-60,3			325	L	Lw-c									
IF PS15 CST EF5A	PS	0,65	20,5	A	-3,87	-61,4	10,9		336	L	Lw-c									
IF PS16 CST EF5A	PS	0,6	14,2	A	-3,41	-59,9			332	L	Lw-c									
IF PS17 CST EF5A	PS	0,8	10,9	A	-3,12	-61,6			340	L	Lw-c									
IF PS18 CST EF5A	PS	0,75	13,8	A	-3,62	-61,2	11,7		334	L	Lw-c									
IF PS19 CST EF5B	PS	0,6	10,5	A	-4,53	-60,5			338	L	Lw-c									
IF PS20 CST EF5B	PS	0,6	25,6	A	-4,14	-64,6	12,8		340	L	Lw-c									
IF PS21 CST EF5B	PS	0,65	18,2	A	-5	-65,1	13,9		332	L	Lw-c									
IF PS22 CST EF5B	PS	0,7	15,1	A	-3,58	-64,3			337	L	Lw-c									
IF PS23 CST EF5B	PS	0,8	10,2	A	-4,28	-61,6			330	L	Lw-c									
IF PS24 CST EF5B	PS	0,65	21,4	A	-3,76	-61	9,9		335	L	Lw-c									
IF PS25 CST EF5B	PS	0,6	12,2	A	-3,64	-59,8			338	L	Lw-c									
IF PS26 CST EF5B	PS	0,6	13,1	A	-4,01	-63,1			328	L	Lw-c									
IF PS27 CST EF5B	PS	0,6	19,4	A	-4,22	-62,2	10,3		330	L	Lw-c									
IF PS28 CST EF5B	PS	0,65	15,6	A	-3,36	-60,8			337	L	Lw-c									
IF PS29 CST EF5B	PS	0,65	11,7	A	-4,82	-61,1	12,4		335	L	Lw-c									

Anexo 13 – Dados de microtermometria e microespectrometria Raman obtidos nas IF P, PS e S analisadas nas amostras de QzIA de Ervedosa. I – Isolada; G – Grupo; A – Alinhamento.

Petrografia					Microtermometria							Composição da fase volátil (mole%)			Composição Global (mole%)					
Nome IF	Tipo de IF	Flw	Dimensão	Ocorrência	Tmice (°C)	TfCl (°C)	$TfCO_2$ (°C)	$THCO_2$ (°C)	TH (°C)	Modo	Tipo	CO_2	CH_4	N_2	H_2O	CO_2	CH_4	N_2	NaCl (eq.%)	Densidade (g/cm³)
IF P1 ERV EF 5B	P	0,7	15,4	G	-4,8	11,3	-62,3		291,0	L	Lw-c	71,4	19,8	8,8	76,6	16,9	3,4	1,5	1,61	0,5273
IF P2 ERV EF 5B	P	0,6	15,8	G	-3,7	9,6	-60,5	4,3	278,0	L	Lc-w	43,4	48,9	7,7	77,5	13,2	7,0	1,0	1,35	0,5436
IF P3 ERV EF 5B	P	0,7	16,9	G	-4,5	11,2	-61,4		265,0	L	Lw-c	41,1	38,9	20,0	83,3	9,1	4,2	1,8	1,58	0,7502
IF P4 ERV EF 5B	P	0,8	9,5	G	-5,1				257,0	L		69,5	17,5	13,0	76,8	19,1	1,6	1,5	1,05	0,7660
IF P5 ERV EF 5B	P	0,6	8,1	G	-4,3		-60,9	3,9	249,0	L	Lc-w	77,5	20,3	2,3	77,4	13,0	6,4	1,7	1,51	0,8131
IF P6 ERV EF 5B	P	0,7	7,6	I	-3,9	9,5		5,2	278,0	L	Lc-w	47,1	37,2	15,7	70,0	18,1	7,3	2,8	1,87	0,8269
IF P7 ERV EF 5B	P	0,7	10,4	I	-4,1	12,3	-61,2		289,0	L	Lw-c	55,8	28,4	15,8	70,1	19,7	5,8	3,0	1,55	0,8691
IF P8 ERV EF 5B	P	0,7	9,5	G	-5,3	11,0	-60,4		291,0	L	Lw-c	69,3	21,1	9,7	71,2	13,8	12,6	1,3	1,24	0,8834
IF P9 ERV EF 5B	P	0,8	18,1	G	-6,2	10,3	-59,9		285,0	L	Lw-c	71,0	18,1	10,9	76,9	18,4	1,2	2,1	1,46	0,8935
IF P10 ERV EF 5B	P	0,6	12,7	G	-3,7	11,3		3,1	279,0	L	Lc-w	57,5	24,8	17,7	77,4	15,1	3,7	2,5	1,39	0,9005
IF P11 ERV EF 5B	P	0,7	12,0	G	-4,5	13,3			276,0	L		65,0	18,5	16,5	71,4	13,9	10,6	2,8	1,24	0,9045
IF P12 ERV EF 5B	P	0,8	11,6	G	-3,3		-60,1		287,0	L	Lw-c	45,0	31,6	23,4	75,8	9,0	7,7	5,8	1,64	0,9057
IF P13 ERV EF 5B	P	0,6	17,4	G	-3,7		-62,0	5,6	254,0	L	Lc-w	44,5	39,7	15,9	70,7	17,7	7,8	2,8	1,00	0,9059
IF P14 ERV EF 5B	P	0,7	14,2	G	-4,8	14,6	-61,3		266,0	L	Lw-c	44,5	29,5	26,1	77,7	11,0	6,6	3,2	1,43	0,9113
IF P15 ERV EF 5B	P	0,8	9,5	G	-4,2	12,5			271,0	L	Lw-c	50,9	30,0	19,1	62,1	24,6	8,0	4,6	0,71	0,9121
IF P16 ERV EF 5B	P	0,7	7,6	G	-4,9	10,4	-60,5		290,0	L	Lw-c	50,4	28,5	21,1	70,3	19,0	5,8	3,9	0,89	0,9125
IF P17 ERV EF 5B	P	0,6	21,3	I	-5,3		-60,9		255,0	L	Lw-c	71,2	21,1	7,7	79,5	11,3	5,6	2,4	1,30	0,9160
IF P18 ERV EF 5B	P	0,6	14,9	G	-5,0			3,0	271,0	L	Lc-w	58,0	25,3	16,7	77,5	12,5	5,2	3,4	1,27	0,9196
IF P19 ERV EF 5B	P	0,6	20,3	I	-3,6	9,7	-62,3		265,0	L	Lw-c	45,4	35,5	19,1	70,4	18,0	7,0	3,4	1,19	0,9199
IF P20 ERV EF 5B	P	0,6	6,7	I	-2,5	10,8	-60,6	2,7	279,0	L	Lc-w	51,4	26,6	22,0	78,4	12,2	4,2	3,7	1,54	0,9217
IF P21 ERV EF 5B	P	0,7	5,6	G	-3,4	14,1	-62,4		288,0	L	Lw-c	59,6	24,2	16,2	76,9	12,7	5,5	3,0	1,96	0,9255
IF P22 ERV EF 5B	P	0,6	7,2	G	-3,7		-60,1		291,0	L	Lw-c	69,1	24,8	6,2	71,5	14,3	5,1	7,4	1,65	0,9296
IF P23 ERV EF 5B	P	0,6	15,7	G	-4,1				287,0	L		50,9	36,6	12,5	77,5	12,3	7,2	1,5	1,47	0,9334
IF P24 ERV EF 5B	P	0,7	15,4	G	-5,6	14,6			293,0	L	Lw-c	68,1	21,9	10,0	77,4	13,1	4,5	3,6	1,35	0,9339
IF P25 ERV EF 5B	P	0,6	10,1	G	-4,9	10,9		4,8	297,0	L	Lc-w	62,1	25,9	12,0	77,1	15,7	4,1	1,8	1,38	0,9389
IF P26 ERV EF 5B	P	0,7	26,6	G	-3,9		-62,1	3,3	299,0	L	Lc-w	65,7	20,7	13,6	77,0	16,1	3,3	2,1	1,50	0,9415
IF P27 ERV EF 5B	P	0,7	9,5	G	-4,1	9,3	-60,2		292,0	L	Lw-c	47,6	34,2	18,2	77,2	13,9	5,0	2,4	1,59	0,9425
IF P28 ERV EF 5B	P	0,6	32,1	G	-4,6	10,5			293,0	L	Lw-c	43,2	41,4	15,5	77,2	13,0	6,3	2,0	1,63	0,9443
IF P29 ERV EF 5B	P	0,7	31,9	G	-2,8				256,0	L		52,1	24,7	23,2	76,8	14,6	3,7	3,2	1,70	0,9448
IF P30 ERV EF 5B	P	0,6	12,4	G	-3,1	10,9	-60,0		285,0	L	Lw-c	56,5	26,7	16,8	77,0	15,0	4,1	2,4	1,46	0,9453
IF P31 ERV EF 5B	P	0,7	11,3	I	-2,9				276,0	L		42,6	29,7	27,6	69,9	17,5	6,0	4,9	1,58	0,9457
IF P32 ERV EF 5B	P	0,6	7,8	I	-2,6		-60,8	2,4	288,0	L	Lc-w	48,7	27,4	23,9	69,9	18,6	5,6	4,4	1,51	0,9487
IF P33 ERV EF 5B	P	0,8	9,5	I		10,9			254,0	L	Lw-c	59,1	24,0	16,9	76,8	15,4	3,8	2,5	1,62	0,9493
IF P34 ERV EF 5B	P	0,8	9,7	I	-4,8				261,0	L		66,6	19,4	14,0	76,8	16,3	3,2	2,2	1,46	0,9504
IF P35 ERV EF 5B	P	0,6	27,9	G	-5,3	13,7	-62,4	2,8	278,0	L	Lc-w	52,4	35,7	12,0	77,2	14,5	5,3	1,6	1,42	0,9518
IF P36 ERV EF 5B	P	0,6	28,4	G	-2,4		-61,7		275,0	L	Lw-c	69,4	18,3	12,3	77,0	16,6	3,1	2,0	1,34	0,9544
IF P37 ERV EF 5B	P	0,7	26,7	G	-2,7	9,8	-61,3		263,0	L	Lw-c	59,1	27,9	13,0	76,9	15,3	4,3	1,9	1,58	0,9553
IF P38 ERV EF 5B	P	0,8	17,2	G		10,7			279,0	L	Lw-c	47,9	32,7	19,4	80,0	12,0	4,1	2,2	1,69	0,9559

IF P39 ERV EF 5B	P	0,7	8,5	G			-60,8		287,0	L	Lw-c	43,5	40,4	16,2	80,3	11,4	4,9	1,8	1,61	0,9561
IF P40 ERV EF 5B	P	0,6	7,5	I	-5,2		-59,7	4,9	299,0	L	Lc-w	42,4	43,4	14,2	80,3	11,3	5,3	1,5	1,61	0,9575
IF P12 ERV EF 5A	P	0,6	12,6	G					285,0	L		72,3	24,2	3,5	79,5	10,3	7,3	1,5	1,47	0,9612
IF P13 ERV EF 5A	P	0,8	22,4	I	-4,0	9,0	-61,0	2,6	276,0	L	Lc-w	59,1	31,2	9,7	78,0	14,1	4,8	1,6	1,55	0,9631
IF P14 ERV EF 5A	P	0,6	11,0	I		9,9	-61,3		268,0	L	Lw-c	68,9	26,3	4,8	75,6	12,8	7,7	2,6	1,38	0,9697
IF P17 ERV EF 5A	P	0,8	14,1	G	-2,7		-59,3		298,0	L	Lw-c	74,2	18,8	7,1	77,2	14,3	5,3	1,9	1,42	0,9713
IF P19 ERV EF 5A	P	0,8	16,7	G	-6,0	11,3			290,0	L	Lw-c	78,1	10,4	11,5	77,7	14,4	4,5	1,9	1,53	0,9775
IF P20 ERV EF 5A	P	0,6	7,8	G	-5,7	11,2	-61,1	3,1	271,0	L	Lc-w	75,3	15,1	9,6	76,3	15,5	5,2	1,6	1,37	0,9788
IF P25 ERV EF 5A	P	0,6	27,6	G	-4,3		-60,5	4,2	267,0	L	Lc-w	69,9	17,1	13,0	74,8	16,8	4,4	2,5	1,49	0,9870
IF P26 ERV EF 5A	P	0,6	27,5	G	-3,8	10,8	-60,7		289,0	L	Lw-c	79,7	18,0	2,3	78,1	14,3	4,4	1,7	1,63	0,9872
IF P27 ERV EF 5A	P	0,7	15,0	G	-4,1	10,5	-60,3		280,0	L	Lw-c	50,0	38,7	11,3	76,6	13,5	6,2	2,2	1,58	0,9923
IF P30 ERV EF 5A	P	0,8	13,3	G	-3,1	11,3	-60,2		286,0	L	Lw-c	66,8	31,4	1,8	77,0	15,6	4,3	1,9	1,22	0,9936
IF P31 ERV EF 5A	P	0,6	12,0	G	-3,6	11,0	-61,0		289,0	L	Lw-c									
IF P32 ERV EF 5A	P	0,6	9,9	G	-4,5	11,3	-59,0		261,0	L	Lw-c									
IF P33 ERV EF 5A	P	0,6	17,7	G	-4,7	10,3	-61,7	2,2	280,0	L	Lc-w									
IF P34 ERV EF 5A	P	0,8	12,1	I	-3,5	12,2	-60,1		290,0	L	Lw-c									
IF P35 ERV EF 5A	P	0,7	17,6	I	-3,6	8,3	-60,2		278,0	L	Lw-c									
IF P36 ERV EF 5A	P	0,7	7,6	I	-5,6	10,3			273,0	L	Lw-c									
IF P37 ERV EF 5A	P	0,6	12,0	I	-5,8	10,5		5,7	267,0	L	Lc-w									
IF P38 ERV EF 5A	P	0,7	10,6	I	-5,6		-59,7		276,0	L	Lw-c									
IF P39 ERV EF 5A	P	0,6	7,8	I	-5,7	11,1		2,9	288,0	L	Lc-w									
IF P40 ERV EF 5A	P	0,6	11,9	I	-6,1	9,6	-60,7		275,0	L	Lw-c									
IF P41 ERV EF 5A	P	0,8	9,1	I	-4,8		-60,7		250,0	L	Lw-c									
IF P42 ERV EF 5A	P	0,8	9,1	I					262,0	L										
IF P43 ERV EF 5A	P	0,7	8,3	I	-3,2	10,4	-58,9	3,7	285,0	L	Lc-w									
IF P44 ERV EF 5A	P	0,7	9,4	I	-5,7	10,5	-58,8		275,0	L	Lw-c									
IF P45 ERV EF 5A	P	0,7	9,7	I	-3,7	10,7	-61,0		257,0	L	Lw-c									
IF P46 ERV EF 5A	P	0,7	7,8	G	-5,6	11,9	-58,4	5,5	277,0	L	Lc-w									
IF P47 ERV EF 5A	P	0,6	7,7	I	-5,9	12,4			285,0	L	Lw-c									
IF P48 ERV EF 5A	P	0,8	28,6	I	-4,0	10,4	-59,6		265,0	L	Lw-c									
IF P49 ERV EF 5A	P	0,7	20,6	G	-5,9	8,9	-58,6	5,1	290,0	L	Lc-w									
IF P50 ERV EF 5A	P	0,7	15,2	G	-5,2	10,7	-60,3		294,0	L	Lw-c									
IF P51 ERV EF 5A	P	0,7	20,1	G	-5,8	12,1	-63,1	3,0	286,0	L	Lc-w									
IF P52 ERV EF 5A	P	0,7	16,3	G	-5,6		-58,9		272,0	L	Lw-c									
IF P53 ERV EF 5A	P	0,8	16,2	G	-5,3		-60,8		278,0	L	Lw-c									
IF P54 ERV EF 5A	P	0,7	12,7	G	-4,6	10,1			290,0	L	Lw-c									
IF P55 ERV EF 5A	P	0,7	11,5	G	-6,1		-60,7		285,0	L	Lw-c									
IF P56 ERV EF 5A	P	0,7	21,6	G	-5,7		-58,6		288,0	L	Lw-c									
IF P57 ERV EF 5A	P	0,6	11,4	G				2,1	254,0	L	Lc-w									
IF P58 ERV EF 5A	P	0,6	17,1	G	-5,5		-64,1		269,0	L	Lw-c									
IF P59 ERV EF 5A	P	0,7	10,8	G	-4,7		-60,9		280,0	L	Lw-c									
IF P60 ERV EF 5A	P	0,6	12,5	G	-2,7	14,2	-59,8	2,7	274,0	L	Lc-w									
IF P61 ERV EF 5A	P	0,6	11,3	I	-2,3	13,6			283,0	L	Lw-c									
IF P62 ERV EF 5A	P	0,7	20,6	I	-4,6	12,9	-60,6		287,0	L	Lw-c									
IF P63 ERV EF 5A	P	0,6	14,1	G	-3,9	10,7		5,3	270,0	L	Lc-w									
IF P64 ERV EF 5A	P	0,8	7,5	G	-4,1	9,8	-59,5		261,0	L	Lw-c									

IF P65 ERV EF 5A	P	0,7	10,1	I	-5,4		-62,9	4,4	254,0	L	Lc-w									
IF P66 ERV EF 5A	P	0,7	15,5	G	-6,0		-62,6		278,0	L	Lw-c									
IF P67 ERV EF 5A	P	0,6	10,0	G	-3,7	14,8			280,0	L	Lw-c									
IF P68 ERV EF 5A	P	0,8	12,4	I	-3,4				282,0	L										
IF P69 ERV EF 5A	P	0,6	15,1	I	-3,4		-61,0		291,0	L	Lw-c									
IF P70 ERV EF 5A	P	0,6	15,2	I	-4,1	11,4	-63,3	2,9	258,0	L	Lc-w									
IF P71 ERV EF 5A	P	0,8	11,1	I		6,7	-61,0		263,0	L	Lw-c									
IF P72 ERV EF 5A	P	0,7	13,2	G	-2,8	12,2	-62,7		278,0	L	Lw-c									
IF P1 ERV F5	P	0,6	8,2	G	-3,8	11,0	-64,3		276,0	L	Lw-c									
IF P2 ERV F5	P	0,6	13,6	G	-2,6		-62,6		280,0	L	Lw-c									
IF P3 ERV F5	P	0,7	78,8	G	-3,0	14,1	-60,2		271,0	L	Lw-c									
IF P4 ERV F5	P	0,8	115,2	G	-3,9		-60,0		269,0	L	Lw-c									
IF P5 ERV F5	P	0,6	21,3	G	-2,5	13,0	-62,4		273,0	L	Lw-c									
IF P6 ERV F5	P	0,6	14,9	G	-3,6	13,0	-62,6		251,0	L	Lw-c									
IF P7 ERV F5	P	0,6	20,3	G	-3,0	13,1		2,4	297,0	L	Lc-w									
IF P8 ERV F5	P	0,8	6,7	G	-3,1	11,7	-60,0		291,0	L	Lw-c									
IF P9 ERV F5	P	0,7	5,6	G	-3,3	11,7	-60,1		287,0	L	Lw-c									
IF P10 ERV F5	P	0,7	7,2	G	-3,0		-60,2	5,1	250,0	L	Lc-w									
IF P11 ERV F5	P	0,7	15,7	G			-60,4		264,0	L	Lw-c									
IF P12 ERV F5	P	0,6	15,4	G	-2,5	13,0	-60,2		277,0	L	Lw-c									
IF P13 ERV F5	P	0,6	10,1	G	-3,0		-61,0		285,0	L	Lw-c									
IF P14 ERV F5	P	0,6	26,6	G	-3,2		-60,5		297,0	L	Lw-c									
IF P15 ERV F5	P	0,8	9,5	G	-2,5	14,2			254,0	L	Lw-c									
IF P16 ERV F5	P	0,6	24,1	G	-2,8	15,9	-61,0	1,9	267,0	L	Lc-w									
IF P17 ERV F5	P	0,7	19,4	G	-2,7				279,0	L										
IF P18 ERV F5	P	0,7	15,1	G					281,0	L										
IF P19 ERV F5	P	0,6	10,2	I			-62,4	4,8	287,0	L	Lc-w									
IF P20 ERV F5	P	0,7	9,3	I	-3,3	12,9	-59,9		289,0	L	Lw-c									
IF P21 ERV F5	P	0,6	7,7	I	-3,9	10,3			254,0	L	Lw-c									
IF P22 ERV F5	P	0,7	10,7	I	-2,9		-63,1		269,0	L	Lw-c									
IF P23 ERV F5	P	0,7	24,2	I	-4,1	11,4	-60,8		272,0	L	Lw-c									
IF P24 ERV F5	P	0,6	13,2	I	-4,8	10,8	-61,0	3,7	284,0	L	Lc-w									
IF P25 ERV F5	P	0,8	13,3	G	-5,0				296,0	L										
IF P26 ERV F5	P	0,7	10,6	G	-4,6	9,9			289,0	L	Lw-c									
IF P27 ERV F5	P	0,7	12,3	G	-3,0	10,3	-60,9		290,0	L	Lw-c									
IF P28 ERV F5	P	0,7	18,7	G	-3,6		-63,3		268,0	L	Lw-c									
IF P29 ERV F5	P	0,6	14,5	G	-2,5	13,1	-61,5		271,0	L	Lw-c									
IF P30 ERV F5	P	0,6	10,3	G	-2,7	12,7			286,0	L	Lw-c									
IF P31 ERV F5	P	0,6	9,8	G	-5,7	10,0			279,0	L	Lw-c									
IF P32 ERV F5	P	0,6	10,9	G	-2,9	12,7	-61,2	3,2	289,0	L	Lc-w									
IF PS1 ERV EF5B	PS	0,7	10,6	A	-5,7	10,9	-61,7		258,0	L	Lw-c	70,3	17,1	12,6	77,4	14,2	4,5	2,4	1,47	0,9101
IF PS2 ERV EF5B	PS	0,7	7,8	A	-4,4	11,0			263,0	L	Lw-c	69,0	18,3	12,7	77,1	15,4	4,3	1,9	1,36	0,8993
IF PS3 ERV EF5B	PS	0,6	11,9	A				3,1	271,0	L	Lc-w	58,5	24,8	16,7	77,0	13,8	5,2	2,3	1,7	0,9127
IF PS4 ERV EF5B	PS	0,7	9,1	A	-5,2	10,7	-60,3		250,0	L	Lw-c	59,2	23,2	17,6	78,0	12,2	6,3	2,4	1,11	0,9014
IF PS9 ERV EF5B	PS	0,7	9,1	A	-5,8	12,1	-58,8		287,0	L	Lw-c	73,5	16,3	10,2	76,8	13,7	5,9	2,5	1,06	0,9118
IF PS12 ERV EF5B	PS	0,7	8,3	A	-5,6		-58,9		279,0	L	Lw-c	48,9	30,0	21,1	80,3	11,0	3,8	3,2	1,84	0,9194

IF PS13 ERV EF5B	PS	0,6	9,4	A				5,5	268,0	L	Lc-w	67,9	29,3	2,8	78,9	12,3	4,6	2,8	1,43	0,9184
IF PS14 ERV EF5B	PS	0,6	9,7	A					264,0	L		59,8	24,1	16,0	77,6	13,1	5,3	2,0	2	0,912
IF PS16 ERV EF5B	PS	0,6	7,8	A	-5,1	11,0	-60,0	2,1	279,0	L	Lc-w	62,3	26,6	11,2	78,5	12,0	5,4	2,6	1,45	0,9087
IF PS20 ERV EF5B	PS	0,6	7,7	A	-4,3	9,3	-60,1		255,0	L	Lw-c	70,3	24,2	5,5	77,7	12,2	5,0	3,1	1,95	0,9113
IF PS29 ERV EF5B	PS	0,6	28,6	A	-3,5				276,0	L		47,7	29,1	23,2	76,9	13,8	6,0	2,0	1,3	0,9117
IF PS30 ERV EF5B	PS	0,6	20,6	A					278,0	L		54,8	32,0	13,2	75,7	14,5	5,6	2,8	1,5	0,9108
IF PS31 ERV EF5B	PS	0,6	15,2	A					269,0	L		68,7	23,1	8,2	81,2	11,0	4,2	2,2	1,49	0,9184
IF PS33 ERV EF5B	PS	0,6	20,1	A	-2,6		-59,8		275,0	L	Lw-c	71,4	16,4	12,2	77,5	13,1	5,3	2,7	1,47	0,8991
IF PS34 ERV EF5B	PS	0,6	16,3	A				4,3	278,0	L	Lc-w	63,9	24,5	11,6	77,2	14,4	4,4	2,6	1,39	0,9112
IF PS35 ERV EF5B	PS	0,6	16,2	A	-3,5		-61,0		270,0	L	Lw-c	70,7	18,3	11,0	76,8	13,5	5,1	3,3	1,28	0,9105
IF PS39 ERV EF5B	PS	0,6	12,7	A	-2,9	12,6	-57,4	5,7	264,0	L	Lc-w	66,4	27,1	6,5	75,1	11,3	6,4	5,6	1,63	0,9018
IF PS1 ERV EF5A	PS	0,7	11,5	A	-3,4				251,0	L		69,9	18,3	11,9	76,6	13,6	4,9	3,1	1,81	0,9137
IF PS2 ERV EF5A	PS	0,6	21,6	A	-3,4		-61,0		243,0	L	Lw-c	59,0	36,3	4,7	79,1	11,5	5,4	2,6	1,46	0,9134
IF PS5 ERV EF5A	PS	0,6	11,4	A	-4,1	11,4	-63,3		288,0	L	Lw-c	67,3	29,4	3,3	76,8	14,0	5,3	2,5	1,41	0,9115
IF PS6 ERV EF5A	PS	0,6	17,1	A		6,7	-61,0		279,0	L	Lw-c	71,1	17,4	11,5	77,1	14,0	5,3	2,3	1,35	0,9041
IF PS7 ERV EF5A	PS	0,7	10,8	A	-2,8	12,2	-62,7		268,0	L	Lw-c	59,5	26,3	14,2	75,4	15,1	5,4	2,6	1,47	0,9087
IF PS10 ERV EF5A	PS	0,6	12,5	A	-3,8	11,0	-64,3	3,4	271,0	L	Lc-w	68,6	17,7	13,7	76,9	14,3	5,2	2,5	1,15	0,9118
IF PS11 ERV EF5A	PS	0,6	11,3	A	-2,6		-62,6		258,0	L	Lw-c	54,3	31,4	14,3	77,6	13,0	5,4	2,6	1,37	0,9099
IF PS1 ERV EF5B	PS	0,6	20,6	A	-3,0	14,1	-60,2		246,0	L	Lw-c	59,9	28,3	11,8	76,9	12,2	6,2	3,2	1,51	0,9123
IF PS2 ERV EF5B	PS	0,8	14,1	A	-3,9		-60,0		271,0	L	Lw-c									
IF PS3 ERV EF5B	PS	0,6	7,5	A	-2,5	13,0	-62,4	2,3	281,0	L	Lc-w									
IF PS4 ERV EF5B	PS	0,6	10,1	A	-3,6	13,0	-62,6		274,0	L	Lw-c									
IF PS5 ERV EF5B	PS	0,7	15,5	A	-3,0	13,1			278,0	L	Lw-c									
IF PS6 ERV EF5B	PS	0,6	10,0	A	-3,1	11,7	-60,0		271,0	L	Lw-c									
IF PS7 ERV EF5B	PS	0,5	12,9	A	-3,3	11,7	-60,1		272,0	L	Lw-c									
IF PS8 ERV EF5B	PS	0,7	19,8	A	-3,0		-60,2		268,0	L	Lw-c									
IF PS9 ERV EF5B	PS	0,6	12,5	A			-60,4		263,0	L	Lw-c									
IF PS10 ERV EF5B	PS	0,6	14,7	A	-2,5	13,0	-60,2	2,7	249,0	L	Lc-w									
IF PS11 ERV EF5B	PS	0,7	9,8	A	-3,0		-61,0		282,0	L	Lw-c									
IF PS12 ERV EF5B	PS	0,7	10,1	A	-3,2		-60,5		278,0	L	Lw-c									
IF PS13 ERV EF5B	PS	0,6	17,5	A	-2,5	14,2			273,0	L	Lw-c									
IF PS14 ERV EF5B	PS	0,6	13,2	A	-2,8	15,9	-61,0	4,1	275,0	L	Lc-w									
IF PS15 ERV EF5B	PS	0,7	14,4	A	-5,6	11,9	-58,4		251,0	L	Lw-c									
IF PS16 ERV EF5B	PS	0,7	13,2	A	-5,9	12,4			264,0	L	Lw-c									
IF PS17 ERV EF5B	PS	0,7	11,8	A	-4,0	10,4	-59,3		258,0	L	Lw-c									
IF PS18 ERV EF5B	PS	0,6	18,2	A	-6,5	8,9	-58,6		276,0	L	Lw-c									
IF PS19 ERV EF5B	PS	0,6	10,9	A	-5,2	10,7	-60,3	2,0	266,0	L	Lc-w									
IF PS20 ERV EF5B	PS	0,6	13,9	A	-5,8	12,1	-58,8		261,0	L	Lw-c									
IF PS21 ERV EF5B	PS	0,6	21,2	A	-5,6		-58,9	3,2	272,0	L	Lc-w									
IF PS22 ERV EF5B	PS	0,8	17,6	A	-5,3		-60,8		279,0	L	Lw-c									
IF PS23 ERV EF5B	PS	0,6	15,2	A	-4,6	10,1			245,0	L	Lw-c									
IF PS24 ERV EF5B	PS	0,7	11,6	A	-6,1		-60,7		256,0	L	Lw-c									
IF PS25 ERV EF5B	PS	0,6	9,9	A	-5,7		-58,6		273,0	L	Lw-c									
IF PS26 ERV EF5B	PS	0,7	11,7	A	-3,9		-60,0		257,0	L	Lw-c									
IF PS27 ERV EF5B	PS	0,8	10,6	A	-2,5	13,0	-62,4	3,6	249,0	L	Lc-w									
IF PS28 ERV EF5B	PS	0,5	15,4	A	-3,6	13,0	-62,6		279,0	L	Lw-c									

IF PS29 ERV EF5B	PS	0,6	16,2	A	-3,0	13,1			251,0	L	Lw-c									
IF PS30 ERV EF5B	PS	0,6	9,6	A	-3,1	11,7	-60,0		244,0	L	Lw-c									
IF PS31 ERV EF5B	PS	0,6	19,5	A	-3,3	11,7	-60,1		270,0	L	Lw-c									
IF PS32 ERV EF5B	PS	0,7	14,8	A	-3,0		-60,2		269,0	L	Lw-c									
IF PS33 ERV EF5B	PS	0,7	12,2	A			-60,4		272,0	L	Lw-c									
IF PS34 ERV EF5B	PS	0,5	11,7	A	-2,5	13,0	-60,2		286,0	L	Lw-c									
IF PS35 ERV EF5B	PS	0,8	16,3	A	-3,0		-61,0		274,0	L	Lw-c									
IF PS36 ERV EF5B	PS	0,6	18,8	A	-3,2		-60,5	2,5	271,0	L	Lc-w									
IF PS37 ERV EF5B	PS	0,7	20,1	A	-2,5	14,2			283,0	L	Lw-c									
IF PS38 ERV EF5B	PS	0,7	17,6	A	-2,8	15,9	-61,0		258,0	L	Lw-c									
IF PS39 ERV EF5B	PS	0,6	12,3	A	-3,0	13,1		5,1	247,0	L	Lc-w									
IF PS40 ERV EF5B	PS	0,7	8,7	A	-3,1	11,7	-60,0		256,0	L	Lw-c									
IF PS41 ERV EF5B	PS	0,8	15,9	A	-3,3	11,7	-60,1	2,9	274,0	L	Lc-w									
IF PS42 ERV EF5B	PS	0,6	17,1	A	-3,0		-60,2		279,0	L	Lw-c									
IF S1 ERV EF5A	S	1,0	10,2	A	-2,6				135,0	L	Lw								4,34	
IF S2 ERV EF5A	S	0,9	12,3	A	-2,3				144,0	L	Lw								3,87	
IF S3 ERV EF5A	S	0,8	10,1	A	-2,1				149,0	L	Lw								3,55	
IF S4 ERV EF5A	S	1,0	9,8	A	-2,1				151,0	L	Lw								3,55	
IF S5 ERV EF5A	S	0,9	8,2	A	-1,7				157,0	L	Lw								2,90	
IF S6 ERV EF5A	S	0,9	11,6	A	-1,6				158,0	L	Lw								2,74	
IF S7 ERV EF5A	S	1,0	12,8	A	-1,6				159,0	L	Lw								2,74	
IF S8 ERV EF5A	S	0,9	14,2	A	-1,4				163,0	L	Lw								2,41	
IF S9 ERV EF5A	S	0,9	9,9	A	-1,3				165,0	L	Lw								2,07	
IF S10 ERV EF5A	S	1,0	10,6	A	-1,3				167,0	L	Lw								2,07	
IF S11 ERV EF5A	S	0,8	13,7	A	-1,1				169,0	L	Lw								1,91	
IF S12 ERV EF5A	S	0,9	19,2	A	-1,0				172,0	L	Lw								1,74	
IF S13 ERV EF5A	S	0,9	17,5	A	-1,0				172,0	L	Lw								1,74	
IF S14 ERV EF5A	S	1,0	16,3	A	-0,9				174,0	L	Lw								1,57	
IF S15 ERV EF5A	S	0,9	15,1	A	-0,9				176,0	L	Lw								1,57	
IF S16 ERV EF5A	S	1,0	10,2	A	-0,8				178,0	L	Lw								1,40	
IF S17 ERV EF5A	S	0,9	11,4	A	-0,8				179,0	L	Lw								1,40	
IF S18 ERV EF5A	S	0,9	15,3	A	-0,8				181,0	L	Lw								1,40	
IF S19 ERV EF5A	S	1,0	16,6	A	-0,8				183,0	L	Lw								1,40	
IF S20 ERV EF5A	S	0,9	12,5	A	-0,8				184,0	L	Lw								1,40	
IF S21 ERV EF5A	S	0,9	14,7	A	-0,7				187,0	L	Lw								1,23	
IF S22 ERV EF5A	S	0,9	20,1	A	-0,7				188,0	L	Lw								1,23	
IF S23 ERV EF5A	S	0,9	18,2	A	-0,6				190,0	L	Lw								1,05	
IF S24 ERV EF5A	S	0,8	13,3	A	-0,6				191,0	L	Lw								1,05	
IF S25 ERV EF5A	S	1,0	11,8	A	-0,5				194,0	L	Lw								0,88	
IF S26 ERV EF5A	S	0,9	10,7	A	-0,4				194,0	L	Lw								0,71	
IF S27 ERV EF5A	S	0,8	18,1	A	-0,1				195,0	L	Lw								0,18	

Anexo 14 – Dados de microtermometria e microespectrometria Raman obtidos nas IF P nas amostras de QzIB de Ervedosa. I – Isolada; G – Grupo; A – Alinhamento.

Nome IF	Petrografia				Microtermometria							Composição da fase volátil (mole%)			Composição Global (mole%)					
	Tipo de IF	Fiw	Dimensão	Ocorrência	Tmice (°C)	TfCl (°C)	$TfCO_2$ (°C)	$ThCO_2$ (°C)	Th (°C)	Modo	Tipo	CO_2	CH_4	N_2	H_2O	CO_2	CH_4	N_2	NaCl (eq.%)	Densidade (g/cm³)
IF P1-QzIB-Erv EF5A	P	0,6	18,1	Isolada	-5,4	9,2	-64,3	2,1	243	L	Lc-w	69,7	21,4	8,9	75,0	15,2	5,3	3,0	1,57	0,8921
IF P2-QzIB-Erv EF5A	P	0,7	12,7	Isolada	-5,2	9,6	-64,2		244	L	Lw-c	57,9	26,3	15,8	75,3	14,3	4,9	3,6	1,91	0,8976
IF P3-QzIB-Erv EF5A	P	0,65	12,0	Isolada	-5,2	9,7	-63,9	2,4	247	L	Lc-w	71,3	15,6	13,2	75,8	14,5	6,1	2,2	1,46	0,8987
IF P5-QzIB-Erv EF5A	P	0,7	11,6	Isolada	-5,1	9,9	-63,7		248	L	Lw-c	68,1	22,3	9,6	73,1	15,0	6,3	4,1	1,38	0,9008
IF P6-QzIB-Erv EF5A	P	0,7	17,4	Isolada	-5,0	9,9	-63,6		248	L	Lw-c	59,8	29,5	10,7	76,8	12,4	5,7	3,4	1,69	0,9011
IF P1-QzIB-Erv EF5B	P	0,6	14,2	Isolada	-5,0	10,1	-63,2	2,4	249	L	Lc-w	70,1	21,2	8,7	77,0	13,6	5,7	2,3	1,44	0,9018
IF P2-QzIB-Erv EF5B	P	0,65	9,5	Isolada	-5,0	10,6	-63,1	2,5	251	L	Lc-w	69,6	21,4	9,0	74,8	14,5	5,2	4,0	1,51	0,9033
IF P3-QzIB-Erv EF5B	P	0,6	7,6	Isolada	-4,8	10,9	-62,6	3,2	251	L	Lc-w	71,1	21,0	7,9	74,6	15,0	4,9	4,0	1,58	0,9058
IF P4-QzIB-Erv EF5B	P	0,6	21,3	Isolada	-4,6	10,9	-62,3	3,7	251	L	Lc-w	68,4	22,0	9,7	76,2	13,2	5,5	3,7	1,45	0,9061
IF P9-QzIB-Erv EF5B	P	0,6	14,9	Isolada	-4,5	11,1	-62,1	2,5	253	L	Lc-w	49,6	38,3	12,1	75,5	14,3	4,7	4,0	1,42	0,9092
IF P11-QzIB-Erv EF5B	P	0,6	20,3	Isolada	-4,4	11,3	-62	3,2	258	L	Lc-w	70,6	20,8	8,7	76,6	12,5	6,1	3,1	1,62	0,9101
IF P12-QzIB-Erv EF5B	P	0,75	6,7	Isolada	-4,4	11,3	-61,8		258	L	Lw-c	70,2	21,8	8,0	77,1	12,8	4,8	3,9	1,39	0,9111
IF P16-QzIB-Erv EF5B	P	0,8	5,6	Isolada	-4,3	11,6	-61,8		259	L	Lw-c	68,8	23,0	8,2	77,5	13,0	5,4	2,7	1,41	0,9125
IF P17-QzIB-Erv EF5B	P	0,65	7,2	Isolada	-4,3	11,7	-61,8	3,5	260	L	Lc-w	68,5	19,9	11,6	77,2	12,8	6,1	2,4	1,46	0,9126
IF P19-QzIB-Erv EF5B	P	0,6	15,7	Isolada	-4,2	11,7	-61,8	2,4	261	L	Lc-w	60,0	26,8	13,2	75,5	13,7	5,5	3,9	1,39	0,9126
IF P3-QzIB-Erv 6A	P	0,55	15,4	Isolada	-4,2	11,9	-61,7	2,5	262	L	Lc-w	71,4	21,1	7,6	74,9	13,2	8,0	2,4	1,52	0,9129
IF P4-QzIB-Erv 6A	P	0,65	10,1	Isolada	-4,2	12	-61,7	3,4	263	L	Lc-w	58,7	27,3	14,1	76,1	11,2	6,1	5,2	1,42	0,9131
IF P5-QzIB-Erv 6A	P	0,8	26,6	Isolada	-4,1	12,1	-61,7		264	L	Lw-c	66,2	28,1	5,7	75,6	13,5	4,9	4,5	1,4	0,9133
IF P8-QzIB-Erv 6A	P	0,6	9,5	Isolada	-4,1	12,3	-61,7	4,1	264	L	Lc-w	69,9	16,1	14,0	78,2	11,0	6,7	2,6	1,51	0,9139
IF P9-QzIB-Erv 6A	P	0,6	32,1	Isolada	-4,0	12,4	-61,6	4,4	265	L	Lc-w	68,5	18,0	13,5	74,9	11,3	6,6	5,8	1,46	0,9141
IF P14-QzIB-Erv 6A	P	0,65	31,9	Isolada	-4,0	12,4	-61,5	4,6	265	L	Lc-w	71,2	20,1	8,7	76,8	13,6	5,7	2,4	1,48	0,9145
IF P15-QzIB-Erv 6A	P	0,6	12,4	Isolada	-3,9	12,5	-61,5	4,5	266	L	Lc-w	64,4	26,8	8,8	76,0	14,4	5,6	2,5	1,41	0,9149
IF P16-QzIB-Erv 6A	P	0,65	11,3	Isolada	-3,9	12,8	-61,4	5,1	266	L	Lc-w	70,7	18,3	11,0	74,3	12,8	8,5	3,0	1,38	0,9152
IF P17-QzIB-Erv 6A	P	0,65	7,8	Isolada	-3,8	13	-61,4	4,7	268	L	Lc-w	67,9	19,4	12,7	75,4	14,1	7,0	2,0	1,52	0,9152
IF P18-QzIB-Erv 6A	P	0,55	9,5	Isolada	-3,8	13,7	-61,3	4,9	268	L	Lc-w	71,2	15,7	13,2	76,2	13,8	5,2	3,4	1,4	0,9157
IF P20-QzIB-Erv 6A	P	0,6	9,7	Isolada	-3,7	13,8	-61,3	5	269	L	Lc-w	69,9	21,9	8,2	75,7	14,4	4,6	3,8	1,47	0,9169
IF P22-QzIB-Erv 6A	P	0,6	27,9	Isolada	-3,7	14	-61,2	5,1	269	L	Lc-w	58,0	26,3	15,7	74,0	15,1	5,1	4,2	1,62	0,9174
IF P25-QzIB-Erv 6A	P	0,8	28,4	Isolada	-3,7	14	-61,2		269	L		69,9	21,0	9,1	76,9	14,9	4,3	2,5	1,42	0,9176
IF P26-QzIB-Erv 6A	P	0,75	26,7	Isolada	-3,6	14,1	-61		270	L		67,5	23,1	9,3	74,1	13,1	6,4	4,9	1,51	0,9179
IF P27-QzIB-Erv 6A	P	0,65	17,2	Isolada	-3,6	14,1	-60,9		270	L		70,5	18,0	11,5	76,7	13,0	5,1	4,0	1,33	0,9184
IF P28-QzIB-Erv 6A	P	0,6	8,5	Isolada	-3,6	14,1	-60,9		270	L										
IF P29-QzIB-Erv 6A	P	0,5	7,5	Isolada	-3,6	14,2	-60,9		271	L										
IF P230-QzIB-Erv 6A	P	0,65	12,6	Isolada	-3,5	14,3	-60,8		271	L										
IF P31-QzIB-Erv 6A	P	0,6	22,4	Isolada	-3,5	14,4	-60,7		272	L										
IF P32-QzIB-Erv 6A	P	0,6	11,0	Isolada	-3,5	14,7	-60,7		272	L										
IF P33-QzIB-Erv 6A	P	0,8	14,1	Isolada	-3,5	14,9	-60,7		273	L										
IF P34-QzIB-Erv 6A	P	0,6	16,7	Isolada	-3,5	15	-60,6		274	L										
IF P35-QzIB-Erv 6A	P	0,7	7,8	Isolada	-3,5	15,3	-60,5		274	L										

IF P36-QzIB-Erv 6A	P	0,65	27,6	Isolada	-3,4	15,6	-60,4		274	L										
IF P37-QzIB-Erv 6A	P	0,7	27,5	Isolada	-3,4	15,6	-60,4		275	L										
IF P38-QzIB-Erv 6A	P	0,6	15,0	Isolada	-3,3		-60,2		275	L										
IF P39-QzIB-Erv 6A	P	0,7	13,3	Isolada	-3,3		-60,1		276	L										
IF P40-QzIB-Erv 6A	P	0,5	12,0	Isolada	-3,3		-60,1		276	L										
IF P41-QzIB-Erv 6A	P	0,55	9,9	Isolada	-3,3		-60		276	L										
IF P42-QzIB-Erv 6A	P	0,6	19,9	Isolada	-3,2		-59,9		276	L										
IF P43-QzIB-Erv 6A	P	0,65	10,2	Isolada	-3,2		-59,8		278	L										
IF P44-QzIB-Erv 6A	P	0,5	16,3	Isolada	-3,1		-59,8		278	L										
IF P45-QzIB-Erv 6A	P	0,6	14,5	Isolada	-3,1		-59,7		279	L										
IF P1-QzIB-F3	P	0,65	12,7	Isolada	-3,1		-59,6		281	L										
IF P2-QzIB-F3	P	0,6	19,3	Isolada	-3,1		-59,3		283	L										
IF P3-QzIB-F3	P	0,55	25,2	Isolada	-3,1															
IF P4-QzIB-F3	P	0,7	27,6	Isolada	-3,0															
IF P5-QzIB-F3	P	0,75	24,1	Isolada	-3,0															
IF P6-QzIB-F3	P	0,6	19,2	Isolada	-2,9															
IF P7-QzIB-F3	P	0,65	9,9	Isolada	-2,9															
IF P8-QzIB-F3	P	0,6	15,6	Isolada	-2,9															
IF P9-QzIB-F3	P	0,6	22,3	Isolada	-2,8															
IF P10-QzIB-F3	P	0,65	18,7	Isolada	-2,8															
IF P11-QzIB-F3	P	0,6	26,6	Isolada	-2,7															
IF P12-QzIB-F3	P	0,65	28,8	Isolada	-2,7															
IF P13-QzIB-F3	P	0,6	18,9	Isolada	-2,6															
IF P14	P	0,8	17,4	Isolada	-2,5															

Anexo 15 – Dados de microtermometria e microespectrometria Raman obtidos nas IF P, PS e S analisadas nas amostras de QzIIA de Ervedosa. I – Isolada; G – Grupo; A – Alinhamento.

Petrografia					Microtermometria							Composição da fase volátil (mole%)			Composição Global (mole%)					
Nome IF	Tipo	Flw	Dimensão	Ocorrência	Tmice (°C)	TfCl (°C)	$TfCO_2$ (°C)	$ThCO_2$ (°C)	TH (°C)	Modo	Tipo	CO_2	CH_4	N_2	H_2O	CO_2	CH_4	N_2	NaCl (eq.%)	Densidade (g/cm³)
IF P12 Erv_1	P	0,7	15,8	G	-1,8	12,2	-60,8	18,5	247,0	L	Lw-c	89,64	5,65	4,71	83,7	14,3	0,9	0,8	0,3	0,9687
IF P13 Erv_1	P	0,7	24,9	G	-1,1	10,2	-60,6		288,0	L	Lw-c	96,82	2,14	1,04	86,1	12,9	0,4	0,2	0,4	0,9888
IF P14 Erv_1	P	0,7	29,3	G	-2,6		-60,4	19,1	271,0	L	Lw-c	91,3	5,5	3,2	86,1	12,2	0,8	0,5	0,5	0,9843
IF P15 Erv_1	P	0,8	31,2	G	-2,9	8,2	-60,3	18,3	269,0	L	Lw-c	92,83	5,2	1,97	83,4	14,9	1,0	0,4	0,4	0,9774
IF P16 Erv_1	P	0,7	18,6	G	-2,8	9,2	-60,2		275,0	L	Lw-c	93,81	4,9	1,29	88,8	10,0	0,6	0,2	0,5	0,9883
IF P17 Erv_1	P	0,8	15,4	G	-2,7		-60,2		259,0	L	Lw-c	94	4,8	1,2	86,1	12,4	0,7	0,2	0,7	0,9877
IF P21 Erv_1	P	0,7	16,3	G	-1,9	7,8	-60,1	19,4	261,0	L	Lw-c	91,42	5,69	2,89	89,0	9,5	0,6	0,3	0,6	0,9826
IF P22 Erv_1	P	0,7	17,1	G	-1,7		-60,1		267,0	L	Lw-c	89,18	6,54	4,28	89,0	9,5	0,6	0,4	0,4	0,9828
IF P23 Erv_1	P	0,8	18,2	G	-2,0	6,9	-60,1	17,9	282,0	L	Lw-c	89,25	7,24	3,51	86,4	11,5	0,9	0,7	0,6	0,9781
IF P24 Erv_1	P	0,7	13,3	G	-1,9	7,2	-60,1		260,0	L	Lw-c	90,87	4,77	4,36	83,8	14,0	0,8	0,7	0,7	0,9684
IF P25 Erv_1	P	0,7	22,4	G	-2,9	10,9	-59,7	18,5	271,0	L	Lw-c	91,37	5,03	3,6	86,2	11,7	0,7	0,5	0,9	0,9854
IF P32 Erv_1	P	0,8	27,8	G	-1,8	11,3	-59,1		288,0	L	Lw-c	95,69	4,31	0	86,3	12,2	0,7	0,0	0,8	0,9828
IF P33 Erv_1	P	0,7	19,6	G	-2,1		-59,1		285,0	L	Lw-c	93,41	3,46	3,13	88,2	10,0	0,4	0,4	1,0	1,0045
IF P34 Erv_1	P	0,7	18,7	G	-1,6	7,1	-59,1	20,1	290,0	L	Lw-c	91,62	5,88	2,5	88,4	9,7	0,3	0,6	1,1	1,0018
IF P1 Erv_7A	P	0,7	25,2	I	-1,6		-59,0		300,0	L	Lw-c	92,97	4,84	2,19	87,4	10,5	0,8	0,4	1,0	0,9961
IF P2 Erv_7A	P	0,8	23,1	I	-1,0	8,6	-58,8		261,0	L	Lw-c	90,86	5,93	3,21	87,0	11,2	0,7	0,2	0,9	0,9864
IF P3 Erv_7A	P	0,7	20,8	G	-1,7	9,2	-58,5		281,0	L	Lw-c	94,14	4,42	1,44	88,5	10,1	0,6	0,4	0,4	1,0032
IF P4 Erv_7A	P	0,8	17,9	G	-1,9		-58,5	18,7	279,0	L	Lw-c	91,78	4,97	3,25	86,9	11,5	0,7	0,3	0,6	0,9878
IF P5 Erv_7A	P	0,8	14,6	G	-2,3		-58,4		256,0	L	Lw-c	92,33	4,64	3,03	88,0	9,9	0,9	0,6	0,6	0,9891
IF P6 Erv_7A	P	0,7	23,3	G	-1,8		-58,4	18,0	279,0	L	Lw-c	90,97	6,03	3	88,0	10,5	0,7	0,3	0,5	1,0047
IF P13 Erv_7A	P	0,7	29,6	G	-1,5	10,1	-58,4		299,0	L	Lw-c	93,51	5,08	1,41	85,7	12,9	0,6	0,3	0,5	0,9851
IF P15 Erv_7A	P	0,7	27,1	I	-1,9		-58,3		254,0	L	Lw-c	93,45	5,33	1,22	87,7	10,2	1,0	0,6	0,6	0,9912
IF P16 Erv_7A	P	0,7	15,8	G	-1,2	9,4	-58,2	20,4	263,0	L	Lw-c	92,54	4,14	3,32	88,8	9,0	0,9	0,6	0,7	1,0036
IF P17 Erv_7A	P	0,7	10,9	G	-2,0	8,9	-58,2		274,0	L	Lw-c	92,61	5,11	2,28	87,9	10,4	0,7	0,4	0,6	1,0014
IF P18 Erv_7A	P	0,8	21,2	G	-2,6	9,0	-58,2		268,0	L	Lw-c	90,4	5,89	3,71	86,6	11,8	0,9	0,2	0,5	0,9845
IF P22 Erv_7A	P	0,8	19,5	G	-3,0		-58,1	19,1	291,0	L	Lw-c	93,77	4,98	1,25	86,7	11,5	0,8	0,4	0,7	0,9869
IF P23 Erv_7A	P	0,8	16,8	I	-1,8	7,4	-58,1		287,0	L	Lw-c	91,96	6,23	1,81	87,8	10,8	0,7	0,4	0,2	0,9957
IF P25 Erv_7A	P	0,7	27,2	G	-1,7	6,9	-58,0		285,0	L	Lw-c	93,02	4,56	2,42	85,9	12,0	0,9	0,5	0,7	0,9821
IF P26 Erv_7A	P	0,7	23,4	G	-1,8	9,2	-57,9	18,3	249,0	L	Lw-c	91,24	5,87	2,89	86,9	11,6	0,7	0,4	0,4	0,9834
IF P28 Erv_7A	P	0,7	18,7	G	-1,1	10,5	-57,9		265,0	L	Lw-c	92,26	4,63	3,11	87,4	10,6	0,8	0,6	0,5	0,9945
IF P1 Erv_6A	P	0,7	12,6	G	-2,7	8,1	-57,9	17,9	279,0	L	Lw-c									
IF P2 Erv_6A	P	0,7	19,1	G	-1,3	8,6	-57,8		263,0	L	Lw-c									
IF P3 Erv_6A	P	0,7	14,8	G	-2,8		-57,7		256,0	L	Lw-c									
IF P4 Erv_6A	P	0,7	17,8	G	-1,6	7,5	-57,6	18,6	296,0	L	Lw-c									
IF P5 Erv_6A	P	0,8	17,5	G	-1,8		-57,6		287,0	L	Lw-c									
IF P6 Erv_6A	P	0,7	12,3	G	-2,1		-57,6	18,1	283,0	L	Lw-c									
IF P7 Erv_6A	P	0,7	18,4	G	-1,8	8,6	-57,6		300,0	L	Lw-c									
IF P8 Erv_6A	P	0,8	26,9	G	-1,4	10,8	-57,5		273,0	L	Lw-c									

IF P9 Erv_6A	P	0,7	24,3	I	-1,7		-57,5	18,9	276,0	L	Lw-c									
IF P10 Erv_6A	P	0,8	19,3	I	-2,8	7,1	-57,4		255,0	L	Lw-c									
IF P11 Erv_6A	P	0,7	25,2	I	-3,1	8,9	-57,3		242,0	L	Lw-c									
IF P12 Erv_6A	P	0,7	17,3	G	-1,8	7,7	-57,3	21,0	286,0	L	Lw-c									
IF P13 Erv_6A	P	0,8	22,7	G	-1,4		-57,3		249,0	L	Lw-c									
IF P14 Erv_6A	P	0,7	26,3	G	-2,1		-57,1		277,0	L	Lw-c									
IF P15 Erv_6A	P	0,7	24,1	G	-1,7		-57,1		264,0	L	Lw-c									
IF P16 Erv_6A	P	0,8	18,8	G	-3,0	7,5			273,0	L	Lw-c									
IF P17 Erv_6A	P	0,7	15,5	G	-2,7	8,2		18,0	291,0	L	Lw-c									
IF P18 Erv_6A	P	0,8	19,6	G	-1,7	9,3			286,0	L	Lw-c									
IF P19 Erv_6A	P	0,8	17,2	G	-1,8	8,6		18,2	278,0	L	Lw-c									
IF P20 Erv_6A	P	0,7	21,1	G	-2,5	10,0			298,0	L	Lw-c									
IF P21 Erv_6A	P	0,8	20,9	G	-2,3	8,7			265,0	L	Lw-c									
IF P22 Erv_6A	P	0,7	14,6	G	-1,7			19,5	283,0	L	Lw-c									
IF P23 Erv_6A	P	0,7	23,3	G	-2,1				244,0	L	Lw-c									
IF P24 Erv_6A	P	0,7	29,6	G	-1,5				235,0	L	Lw-c									
IF P25 Erv_6A	P	0,7	27,1	G	-1,6				249,0	L	Lw-c									
IF P26 Erv_6A	P	0,7	15,8	G	-2,4			18,7	276,0	L	Lw-c									
IF P27 Erv_6A	P	0,7	10,9	G	-1,7	7,7			283,0	L	Lw-c									
IF P28 Erv_6A	P	0,7	22,2	G	-1,8	7,9		20,4	274,0	L	Lw-c									
IF P29 Erv_6A	P	0,7	18,5	G	-1,7	9,1			285,0	L	Lw-c									
IF P30 Erv_6A	P	0,7	17,9	I	-1,1				289,0	L	Lw-c									
IF P31 Erv_6A	P	0,8	27,2	I	-1,9	7,6		19,3	261,0	L	Lw-c									
IF PS1 Erv_1	PS	0,7	10,9	A	-1,5	7,5	-60,9		231,3	L	Lw-c	90,96	4,82	4,22	86,09	12,25	0,74	0,52	0,4	0,9894
IF PS2 Erv_1	PS	0,7	21,2	A	-1,8		-60,5		233,0	L	Lw-c	92,18	5,02	2,8	85,93	11,87	0,81	0,47	0,92	0,9857
IF PS3 Erv_1	PS	0,6	19,5	A	-1,2	9,1	-60,2	19,1	236,0	L	Lw-c	92,34	4,97	2,69	86,61	10,96	0,92	0,88	0,63	0,9869
IF PS4 Erv_1	PS	0,7	16,8	A	-1,7	11,2	-60,1		237,0	L	Lw-c	91,47	4,77	3,76	87,82	9,79	0,96	0,86	0,57	0,9948
IF PS6 Erv_1	PS	0,7	27,2	A	-2,1		-60,0		240,0	L	Lw-c	91,88	4,91	3,21	89,14	9,22	0,79	0,43	0,42	1,0029
IF PS7 Erv_1	PS	0,8	23,4	A	-1,7	6,9	-59,9	20,3	241,0	L	Lw-c	93,24	3,98	2,78	88,27	10,28	0,78	0,44	0,23	1,0031
IF PS8 Erv_1	PS	0,8	18,7	A	-1,8	8,7	-59,6		243,0	L	Lw-c	90,87	5,11	4,02	87,65	11,09	0,51	0,42	0,33	0,9984
IF PS9 Erv_1	PS	0,7	12,6	A	-1,8	7,9	-59,5	18,4	243,0	L	Lw-c	92,76	4,62	2,62	87,49	10,87	0,91	0,52	0,21	0,9972
IF PS10 Erv_1	PS	0,6	19,1	A	-1,7		-59,5	18	244,0	L	Lw-c	91,85	5,64	2,51	85,95	12,03	0,82	0,62	0,58	0,9878
IF PS12 Erv_1	PS	0,7	14,8	A	-1,8		-59,4		245,0	L	Lw-c	94,15	3,96	1,89	87,31	10,42	0,96	0,75	0,56	0,9967
IF PS13 Erv_1	PS	0,7	17,8	A	-2,7		-59,3		246,0	L	Lw-c	93,53	4,14	2,33	86,91	12,12	0,55	0,31	0,11	0,9866
IF PS17 Erv_1	PS	0,8	17,5	A	-1,4	10,8	-59,3	17,9	247,0	L	Lw-c	92,47	4,38	3,15	85,86	12,61	0,65	0,78	0,1	0,9821
IF PS18 Erv_1	PS	0,7	12,3	A	-2,4	7,4	-59,2		248,0	L	Lw-c	91,54	5,72	2,74	86,78	11,89	0,82	0,31	0,2	0,9958
IF PS22 Erv_1	PS	0,6	18,4	A	-1,8		-59,1	18,6	249,0	L	Lw-c	92,63	5,12	2,25	83,87	14,73	0,54	0,59	0,27	0,9802
IF PS3 Erv_7A	PS	0,7	26,9	A	-3,3				250	L	Lw-c	90,99	5,27	3,74	84,64	14,21	0,69	0,25	0,21	0,9817
IF PS4 Erv_7A	PS	0,8	24,3	A	-2,6	8,5			258	L	Lw-c	94,07	4,31	1,62	86,76	11,54	0,96	0,51	0,23	0,9864
IF PS7 Erv_7A	PS	0,7	19,3	A	-1,7				271	L	Lw-c	91,97	5,32	2,71	88,01	9,92	0,9	0,74	0,43	1,0011
IF PS8 Erv_7A	PS	0,7	21,2	A	-1,8	8,3		19,3	254	L	Lw-c	92,26	6,01	1,73	87,19	11,31	0,77	0,58	0,15	1,0035
IF PS9 Erv_7A	PS	0,7	17,3	A	-1,3	11,6			285	L	Lw-c	95,12	3,55	1,33	87,43	11,26	0,63	0,41	0,27	0,9997
IF PS13 Erv_7A	PS	0,7	22,7	A	-1,9				294	L	Lw-c	91,17	5,52	3,31	85,75	12,68	0,52	0,76	0,29	0,9858
IF PS16 Erv_7A	PS	0,8	19,9	A	-2,6			21,1	266	L	Lw-c	91,84	4,94	3,22	86,61	11,74	0,76	0,61	0,28	0,9876
IF PS17 Erv_7A	PS	0,7	24,1	A	-3,0	7,5		18,2	271	L	Lw-c	93,03	4,6	2,37	85,44	13,37	0,61	0,48	0,1	0,9822
IF PS18 Erv_7A	PS	0,7	15,4	A	-2,6	9,6			283	L	Lw-c	92,38	5,97	1,65	89,16	8,87	0,88	0,65	0,44	1,0061

IF PS19 Erv_7A	PS	0,7	21,7	A	-1,8	7,1		18,6	302	L	Lw-c	91,92	5,09	2,99	86,72	11,32	0,97	0,79	0,2	0,9956
IF PS25 Erv_7A	PS	0,7	13,4	A	-1,8			17,8	287	L	Lw-c	92,28	4,87	2,85	87,21	11,49	0,69	0,42	0,19	0,9963
IF QzIIA S1	S	0,95	25,18	A	-2,1				131,3	L	Lw								3,55	
IF QzIIA S2	S	0,95	25,06	A	-1,9				137,0	L	Lw								3,23	
IF QzIIA S3	S	0,9	25	A	-1,9				142,0	L	Lw								3,23	
IF QzIIA S4	S	0,95	24,7	A	-1,8				143,0	L	Lw								3,06	
IF QzIIA S5	S	0,9	24,8	A	-1,7				145,0	L	Lw								2,9	
IF QzIIA S6	S	0,9	24,5	A	-1,6				149,0	L	Lw								2,74	
IF QzIIA S7	S	0,9	23,6	A	-1,5				152,0	L	Lw								2,57	
IF QzIIA S8	S	0,85	23,9	A	-1,4				155,0	L	Lw								2,41	
IF QzIIA S9	S	0,95	23,7	A	-1,3				155,0	L	Lw								2,24	
IF QzIIA S10	S	0,95	23,8	A	-1,3				156,0	L	Lw								2,24	
IF QzIIA S11	S	0,85	23,6	A	-1,3				158,0	L	Lw								2,24	
IF QzIIA S12	S	0,9	23,3	A	-1,3				161,0	L	Lw								2,24	
IF QzIIA S13	S	0,8	23,5	A	-1,3				161,0	L	Lw								2,24	
IF QzIIA S14	S	0,9	23,3	A	-1,2				164,0	L	Lw								2,07	
IF QzIIA S15	S	0,95	22,7	A	-1,2				167,0	L	Lw								2,07	
IF QzIIA S16	S	0,95	22,8	A	-1,2				168,0	L	Lw								2,07	
IF QzIIA S17	S	0,9	22,4	A	-1,2				169,0	L	Lw								2,07	
IF QzIIA S18	S	0,9	22,3	A	-1,2				169,0	L	Lw								2,07	
IF QzIIA S19	S	0,9	22,5	A	-1,2				170,0	L	Lw								2,07	
IF QzIIA S20	S	0,9	22,1	A	-1,2				173,0	L	Lw								2,07	
IF QzIIA S21	S	0,9	20,4	A	-1,1				173,0	L	Lw								1,91	
IF QzIIA S22	S	0,95	20,6	A	-1,0				174,0	L	Lw								1,74	
IF QzIIA S23	S	0,9	15,7	A	-1,0				175,0	L	Lw								1,74	
IF QzIIA S24	S	0,85	16,5	A	-1,0				177,0	L	Lw								1,74	
IF QzIIA S25	S	0,9	15,9	A	-0,9				177,0	L	Lw								1,57	
IF QzIIA S26	S	0,95	14,8	A					178,0	L	Lw								1,37	
IF QzIIA S27	S	0,95	19,7	A					179,0	L	Lw								2,09	
IF QzIIA S28	S	0,9	25,6	A					180,0	L	Lw								2,01	
IF QzIIA S29	S	0,95	27,4	A					182,0	L	Lw								1,99	
IF QzIIA S30	S	0,85	16,9	A					188,2	L	Lw								1,89	

Anexo 16 – Dados de microtermometria e microespectrometria Raman obtidos nas IF P, PS e S analisadas nas amostras de QzIIB de Ervedosa. I – Isolada; G – Grupo; A – Alinhamento.

Petrografia					Microtermometria							Composição da fase volátil (mole%)			Composição Global (mole%)					
Nome IF	Tipo de IF	Flw	Dimensão	Ocorrência	Tmice (°C)	TfCl (°C)	$TfCO_2$ (°C)	$ThCO_2$ (°C)	TH (°C)	Modo	Tipo	CO_2	CH_4	N_2	H_2O	CO_2	CH_4	N_2	NaCl (eq.%)	Densidade (g/cm3)
IF P1 Erv 6A	P	0,9	16,3	G	-2,0	7,2	-58,2		266	L	Lw-c	92,2	5,2	2,6	87,1	11,4	0,5	0,5	0,45	0,9904
IF P2 Erv 6A	P	0,8	17,1	G	-1,0		-57,3	17,9	271	L	Lw-c	90,2	7,1	2,7	86,9	11,7	0,6	0,4	0,36	0,9861
IF P3 Erv 6A	P	0,7	18,2	G	-1,2	8,1	-57	18,2	254	L	Lw-c	91,6	5,6	2,8	85,6	12,3	0,8	0,8	0,56	0,9828
IF P7 Erv 6A	P	0,7	13,3	G	-1,4	9,0	-57,8		280	L	Lw-c	93,6	4,9	1,5	88,1	10,4	0,7	0,5	0,23	1,0021
IF P8 Erv 6A	P	0,7	22,4	G	-1,4	7,5		17	251	L	Lw-c	91,9	4,9	3,2	86,9	10,9	0,8	0,8	0,62	0,9867
IF P9 Erv 6A	P	0,9	27,8	G		8,3	-59,1		269	L	Lw-c	92,1	5,6	2,3	85,9	12,1	0,8	0,7	0,55	0,9824
IF P10 Erv 6A	P	0,8	19,6	G	-1,9	9,2	-57,6	20,1	248	L	Lw-c	94,6	3,1	2,3	83,0	14,6	1,0	0,7	0,78	0,9801
IF P11 Erv 6A	P	0,8	18,7	G	-1,7	7,7	-60,1		233	L	Lw-c	92,3	5,5	2,2	87,4	10,9	0,7	0,5	0,45	0,9917
IF P15 Erv 6A	P	0,8	25,2	I			-59,4		249	L	Lw-c	91,5	4,8	3,8	87,9	10,0	1,0	0,7	0,51	0,9938
IF P16 Erv 6A	P	0,9	23,1	I	-1,3	6,9			253	L	Lw-c	91,7	4,8	3,5	87,7	10,8	0,7	0,5	0,41	0,9906
IF P18 Erv 6A	P	0,8	20,8	I			-58,5	18,1	275	L	Lw-c	91,0	6,7	2,3	87,0	11,3	0,7	0,6	0,41	0,991
IF P1 Erv_5C	P	0,7	17,9	G	-1,6		-57,8	19,4	261	L	Lw-c	93,1	4,2	2,7	84,9	13,2	0,8	0,7	0,5	0,9862
IF P6 Erv_5C	P	0,8	14,6	G	-0,8	7,5	-59,6		243	L	Lw-c	92,9	5,1	2,0	86,7	12,4	0,5	0,2	0,16	0,9916
IF P7 Erv_5C	P	0,8	23,3	G	-1,8	7,0	-59,3	20,6	249	L	Lw-c	91,7	5,5	2,8	87,3	11,9	0,5	0,2	0,19	0,9971
IF P8 Erv_5C	P	0,8	29,6	G	-1,3	7,8	-58,7		254	L	Lw-c	90,5	7,2	2,3	85,9	11,7	0,9	0,8	0,64	0,9824
IF P11 Erv_5C	P	0,8	27,1	G	-2,1		-58,9	19,2	273	L	Lw-c	94,1	4,0	1,8	88,0	10,5	0,6	0,5	0,4	1,0026
IF P13 Erv_5C	P	0,8	15,8	G		8,6	-57,2		245	L	Lw-c	92,4	5,3	2,2	87,5	11,4	0,5	0,5	0,14	0,9935
IF P14 Erv_5C	P	0,9	10,9	G		10,0	-58,3	17,8	237	L	Lw-c	92,1	6,2	1,8	87,1	12,0	0,4	0,4	0,17	0,9912
IF P17 Erv_5C	P	0,8	21,2	G	-1,5		-59	17,1	258	L	Lw-c	91,9	4,7	3,4	86,7	12,2	0,6	0,4	0,17	0,9922
IF P18 Erv_5C	P	0,7	19,5	G	-1,0		-57,4		262	L	Lw-c	92,3	6,2	1,5	86,0	12,4	0,7	0,7	0,28	0,9875
IF P19 Erv_5C	P	0,7	16,8	G	-1,9		-60,3		250	L	Lw-c	93,1	4,2	2,7	88,2	10,0	0,8	0,6	0,48	1,0031
IF P24 Erv_5C	P	0,8	27,2	G		7,7		18,5	249	L	Lw-c	91,9	5,4	2,7	86,8	11,3	0,8	0,7	0,41	0,9942
IF P25 Erv_5C	P	0,8	23,4	G	-1,6	9,3	-58,8		241	L	Lw-c	90,9	5,9	3,3	86,8	11,3	0,9	0,8	0,2	0,9935
IF P26 Erv_5C	P	0,9	18,7	G		9,8	-58,3	17,3	256	L	Lw-c	94,2	3,8	2,0	87,5	10,9	0,6	0,5	0,52	0,9928
IF P28 Erv_5C	P	0,7	12,6	G	-2,0	10,1	-59,4		231	L	Lw-c	91,8	6,0	2,2	86,3	11,9	0,8	0,7	0,33	0,9951
IF P29 Erv_5C	P	0,8	19,1	G	-1,4	7,4	-57,9	19	247	L	Lw-c									
IF P27 Erv_5C	P	0,8	14,8	G	-1,5	8,0	-58,4	17,8	240	L	Lw-c									
IF P28 Erv_5C	P	0,7	17,8	G	-1,7	9,6	-58,6	18,2	236	L	Lw-c									
IF P29 Erv_5C	P	0,8	17,5	G	-2,2		-59,1		280	L	Lw-c									
IF P30 Erv_5C	P	0,8	12,3	I	-0,9	7,1	-58	17,6	268	L	Lw-c									
IF P31 Erv_5C	P	0,8	18,4	G	-1,3	10,3	-59,5	18	259	L	Lw-c									
IF P32 Erv_5C	P	0,9	26,9	G	-1,2	9,2	-57,8		243	L	Lw-c									
IF P33 Erv_5C	P	0,7	24,3	G	-2,0	8,9	-58,2		281	L	Lw-c									
IF P34 Erv_5C	P	0,9	19,3	G	-1,0	10,0		17,4	270	L	Lw-c									
IF P35 Erv_5C	P	0,8	25,2	G	-1,9	9,4			261	L	Lw-c									
IF P36 Erv_5C	P	0,8	17,3	G	-1,4	9,1	-59,3	20,2	246	L	Lw-c									
IF P37 Erv_5C	P	0,8	22,7	I	-1,7	8,3			257	L	Lw-c									
IF P38 Erv_5C	P	0,7	26,3	I			-58,7	17,8	279	L	Lw-c									

IF P39 Erv_5C	P	0,7	24,1	I		7,6	-58,1	18,3	244	L	Lw-c									
IF P40 Erv_5C	P	0,9	18,8	I	-1,5	8,4	-59,6		251	L	Lw-c									
IF PS19 Erv_5C	PS	0,8	19,6	A		10		18,7	258	L	Lw-c	90,6	5,8	3,6	83,9	14,1	0,7	0,7	0,58	0,9804
IF PS20 Erv_5C	PS	0,85	18,7	A	-1,44	8,7		18,1	249	L	Lw-c	93,1	4,7	2,2	87,3	11,4	0,6	0,5	0,24	0,9912
IF PS21 Erv_5C	PS	0,65	25,2	A	-1,82		-57,3		261	L	Lw-c	91,4	5,4	3,1	85,6	12,7	0,8	0,7	0,2	0,9838
IF PS22 Erv_5C	PS	0,85	23,1	A	-0,9	8,9			245	L	Lw-c	92,3	6,2	1,6	88,1	10,0	0,8	0,7	0,4	1,0017
IF PS23 Erv_5C	PS	0,7	20,8	A	-2,4	7,8	-58,1		253	L	Lw-c	91,9	5,8	2,3	87,5	11,0	0,8	0,6	0,17	0,9928
IF PS24 Erv_5C	PS	0,8	17,9	A	-1,39	9,9	-59,5		267	L	Lw-c	94,3	3,6	2,1	83,9	14,3	1,0	0,6	0,23	0,9803
IF PS25 Erv_5C	PS	0,8	14,6	A	-1,71		-58,4	18,5	255	L	Lw-c	93,7	3,4	3,0	86,8	11,5	0,7	0,8	0,17	0,9985
IF PS26 Erv_5C	PS	0,7	23,3	A	-1,49		-57,8		260	L	Lw-c	91,4	5,7	2,9	88,2	10,2	0,7	0,5	0,39	1,0024
IF PS27 Erv_5C	PS	0,7	29,6	A	-1,64		-60,1		241	L	Lw-c	92,3	6,2	1,5	86,3	11,7	0,8	0,7	0,62	0,9919
IF PS28 Erv_5C	PS	0,65	27,1	A	-1,77			19,1	246	L	Lw-c	90,8	5,3	3,9	85,6	12,5	0,8	0,6	0,39	0,9946
IF PS29 Erv_5C	PS	0,75	15,8	A	-1		-59,3	18	243	L	Lw-c	91,9	5,6	2,5	88,3	10,4	0,7	0,4	0,34	1,0015
IF PS30 Erv_5C	PS	0,7	10,9	A	-1,53	7,3	-58,6	18,3	250	L	Lw-c	93,1	4,5	2,4	86,3	11,7	0,7	0,7	0,49	0,9924
IF PS31 Erv_5C	PS	0,7	21,2	A	-1,84		-57		268	L	Lw-c	92,6	4,3	3,1	87,8	10,6	0,7	0,7	0,29	0,9978
IF PS32 Erv_5C	PS	0,7	19,5	A	-1	9,2			251	L	Lw-c	91,8	4,4	3,8	87,2	11,5	0,6	0,4	0,28	0,9986
IF PS33 Erv_5C	PS	0,85	16,8	A	-1,7	8,3			264	L	Lw-c	91,7	4,6	3,7	86,9	11,5	0,7	0,6	0,28	0,9952
IF PS34 Erv_5C	PS	0,8	27,2	A	-1,34	9,1	-58,9		232	L	Lw-c									
IF PS35 Erv_5C	PS	0,65	23,4	A			-57,4	18,5	248	L	Lw-c									
IF PS36 Erv_5C	PS	0,8	18,7	A	-1,68				254	L	Lw-c									
IF PS37 Erv_5C	PS	0,7	12,6	A	-2,11	8	-59,2	18,6	229	L	Lw-c									
IF PS38 Erv_5C	PS	0,8	19,1	A	-1,61		-58,7		240	L	Lw-c									
IF PS39 Erv_5C	PS	0,7	14,8	A	-1,52				253	L	Lw-c									
IF QzIIB S2	S	0,95	19,2	A	-1,8				158	L	Lw-c									
IF QzIIB S3	S	0,85	11,4	A	-1,2				173	L	Lw								3,55	
IF QzIIB S4	S	0,95	15,7	A	-1,8				161	L	Lw								3,23	
IF QzIIB S5	S	0,95	12,3	A	-1,8				149	L	Lw								3,23	
IF QzIIB S6	S	0,9	9,9	A	-1,6				154	L	Lw								3,06	
IF QzIIB S7	S	0,95	14,5	A	-1,5				170	L	Lw								2,9	
IF QzIIB S8	S	0,95	17,2	A	-1,3				166	L	Lw								2,74	
IF QzIIB S9	S	0,9	21,2	A	-0,9				159	L	Lw								2,57	
IF QzIIB S10	S	0,9	22,6	A	-1,4				161	L	Lw								2,41	
IF QzIIB S11	S	0,9	18,9	A	-1,2				178	L	Lw								2,24	
IF QzIIB S12	S	0,85	15,4	A	-1,3				150	L	Lw								2,24	
IF QzIIB S13	S	0,95	17,5	A	-1,3				175	L	Lw								2,24	
IF QzIIB S14	S	0,9	12,2	A	-1,1				181	L	Lw								2,24	
IF QzIIB S15	S	0,95	10,4	A	-1,3				139	L	Lw								2,24	
IF QzIIB S16	S	0,9	16,9	A	-1,2				164	L	Lw								2,07	
IF QzIIB S17	S	0,95	24,2	A	-0,9				158	L	Lw								2,07	
IF QzIIB S18	S	0,95	23,6	A	-1,2				173	L	Lw								2,07	
IF QzIIB S19	S	0,85	21,7	A	-1,0				179	L	Lw								2,07	
IF QzIIB S20	S	0,8	19,9	A	-1,2				155	L	Lw								2,07	
IF QzIIB S21	S	0,95	17,5	A	-1,5				170	L	Lw								2,07	
IF QzIIB S22	S	0,9	14,6	A	-1,0				167	L	Lw								2,07	
IF QzIIB S23	S	0,95	18,6	A	-0,9				159	L	Lw								1,91	
IF QzIIB S24	S	0,95	17,2	A	-0,9				148	L	Lw								1,74	

IF QzIIB S25	S	0,9	15,3	A					168	L	Lw							1,74	
IF QzIIB S26	S	0,9	21,2	A					152	L	Lw							1,74	
IF QzIIB S27	S	0,9	17,9	A					177	L	Lw							1,57	

Anexo 17 – Dados de microtermometria e microespectrometria Raman obtidos nas IF P analisadas nas amostras de QzIII de Ervedosa.

Petrografia					Microtermometria				
Nome IF	**Tipo de IF**	**Flw**	**Dimensão**	**Ocorrência**	**Tmice (°C)**	**TH (°C)**	**Modo**	**Tipo**	**Salinidade**
IF QzIII P1 Erv_FE1	P	0,8	30,14	Grupo	-2,2	126	L	Lw	3,71
IF QzIII P2 Erv_FE1	P	0,9	30,08	Grupo	-2,1	129	L	Lw	3,55
IF QzIII P3 Erv_FE1	P	0,85	30,21	Grupo	-2,0	133	L	Lw	3,39
IF QzIII P4 Erv_FE1	P	0,9	29,01	Grupo	-1,9	135	L	Lw	3,23
IF QzIII P5 Erv_FE1	P	0,95	28,97	Grupo	-1,8	137	L	Lw	3,06
IF QzIII P6 Erv_FE1	P	0,9	29,18	Grupo	-1,8	138	L	Lw	3,06
IF QzIII P7 Erv_FE1	P	0,9	28,46	Grupo	-1,7	138	L	Lw	2,9
IF QzIII P8 Erv_FE1	P	0,95	28,72	Grupo	-1,6	140	L	Lw	2,74
IF QzIII P9 Erv_FE1	P	0,9	28,23	Grupo	-1,6	140	L	Lw	2,74
IF QzIII P10 Erv_FE1	P	0,9	28,54	Grupo	-1,5	141	L	Lw	2,57
IF QzIII P11 Erv_FE1	P	0,85	27,96	Grupo	-1,5	143	L	Lw	2,57
IF QzIII P12 Erv_FE1	P	0,85	27,15	Grupo	-1,5	144	L	Lw	2,57
IF QzIII P13 Erv_FE1	P	0,95	27,58	Grupo	-1,4	145	L	Lw	2,41
IF QzIII P14 Erv_FE1	P	0,8	27,62	Grupo	-1,4	147	L	Lw	2,41
IF QzIII P15 Erv_FE1	P	0,9	27,11	Grupo	-1,3	147	L	Lw	2,24
IF QzIII P16 Erv_FE1	P	0,95	27,68	Grupo	-1,3	147	L	Lw	2,24
IF QzIII P17 Erv_FE1	P	0,9	27,44	Grupo	-1,3	149	L	Lw	2,24
IF QzIII P18 Erv_FE1	P	0,85	26,13	Grupo	-1,3	149	L	Lw	2,24
IF QzIII P19 Erv_FE1	P	0,9	26,95	Grupo	-1,3	151	L	Lw	2,24
IF QzIII P20 Erv_FE1	P	0,95	26,74	Grupo	-1,2	152	L	Lw	2,07
IF QzIII P21 Erv_FE1	P	0,9	26,17	Grupo	-1,2	153	L	Lw	2,07
IF QzIII P22 Erv_FE1	P	0,95	27,28	Grupo	-1,2	156	L	Lw	2,07
IF QzIII P23 Erv_FE1	P	0,95	27,91	Isolada	-1,2	156	L	Lw	2,07
IF QzIII P24 Erv_FE1	P	0,8	27,33	Isolada	-1,2	158	L	Lw	2,07
IF QzIII P25 Erv_FE1	P	0,9	25,21	Isolada	-1,2	161	L	Lw	2,07
IF QzIII P26 Erv_FE1	P	0,95	26,07	Isolada	-1,1	162	L	Lw	1,91
IF QzIII P27 Erv_FE1	P	0,9	25,98	Isolada	-1,1	163	L	Lw	1,91
IF QzIII P28 Erv_FE1	P	0,95	25,32	Grupo	-1,0	164	L	Lw	1,74
IF QzIII P29 Erv_FE1	P	0,9	24,19	Grupo	-1,0	166	L	Lw	1,74
IF QzIII P30 Erv_FE1	P	0,9	21,25	Grupo	-0,9	168	L	Lw	1,57
IF QzIII P31 Erv_FE1	P	0,85	23,63	Grupo	-0,9	170	L	Lw	1,57
IF QzIII P32 Erv_FE1	P	0,9	22,09	Grupo	-0,9	172	L	Lw	1,57
IF QzIII P33 Erv_FE1	P	0,95	22,01	Grupo	-0,7	173	L	Lw	1,23
IF QzIII P34 Erv_FE1	P	0,95	21,32	Grupo	-0,6	174	L	Lw	1,05
IF QzIII P35 Erv_FE1	P	0,95	20,86	Grupo	-0,6	183	L	Lw	1,05

Anexo 18 – Dados de microtermometria e microespectrometria Raman obtidos nas IF P analisadas nas amostras de scheelite de Murçós. I – Isolada; G – Grupo; A – Alinhamento.

Petrografia					Microtermometria							Composição da fase volátil (mole%)			Composição Global (mole%)					
Nome IF	Tipo de IF	Fiw	Dimensão	Ocorrência	Tmice (°C)	TfCl (°C)	$TfCO_2$ (°C)	$ThCO_2$ (°C)	TH (°C)	Modo	Tipo	CO_2	CH_4	N_2	H_2O	CO_2	CH_4	N_2	NaCl (eq.%)	Densidade (g/cm³)
IF P1 Mur 85-B2	P	0,6	12,2	I	-2,6	8,9	-63,4	1,2	272,0	L	Lw-c	44,2	22,1	33,7	81,3	9,1	3,2	4,6	1,76	
IF P2 Mur 85-B2	P	0,7	10,9	I	-2,8	9,3	-63,1	1,5	274,0	L	Lw-c	48,6	24,3	27,2	86,5	7,1	0,9	4,3	1,27	0,9655
IF P3 Mur 85-B2	P	0,6	7,8	I	-2,9	9,8	-63,1	1,5	276,0	L	Lw-c	55,0	6,6	38,4	87,2	6,4	0,5	4,6	1,28	0,9558
IF P4 Mur 85-B2	P	0,6	15,2	I	-2,9	10,0	-63,1	1,7	278,0	L	Lw-c	53,5	7,0	39,5	85,5	7,6	0,7	4,1	2,15	0,9698
IF P5 Mur 85-B2	P	0,6	13,1	I	-2,9	10,0	-62,9	1,8	279,0	L	Lw-c	43,6	6,4	50,0	79,3	13,5	0,2	5,1	1,88	0,9220
IF P7 Mur 85-B2	P	0,5	21,1	G	-3,0	10,1	-62,9	1,8	283,0	L	Lw-c	61,0	7,8	31,2	81,7	12,9	1,0	2,8	1,56	0,9524
IF P8 Mur 85-B2	P	0,6	19,2	G	-3,0	10,1	-62,5	1,9	284,0	L	Lw-c	58,5	12,6	28,9	79,5	11,7	0,7	5,7	2,42	0,9638
IF P11 Mur 85-B2	P	0,6	15,2	G	-3,2	10,2	-62,2	2,1	293,0	L	Lw-c	67,2	2,6	30,2	80,1	13,6	0,8	3,7	1,84	0,9631
IF P12 Mur 85-B2	P	0,7	25,1	G	-3,3	10,2	-62,1	2,2	297,0	L	Lw-c	52,4	14,2	33,5	84,2	7,0	0,6	6,4	1,79	0,9687
IF P13 Mur 85-B2	P	0,6	13,9	G	-3,5	10,3	-62,1	2,7	298,0	L	Lw-c	61,3	9,0	29,8	82,3	10,6	0,6	4,4	2,15	0,9698
IF P1 Mur Gr_1b	P	0,6	17,4	G	-3,5	10,3	-62,0	2,7	300,0	L	Lw-c	58,7	2,3	39,0	83,0	11,5	0,3	4,2	1,08	0,9893
IF P2 Mur Gr_1b	P	0,8	18,5	G	-3,6	10,3	-62,0	2,7	301,0	L	Lw-c	54,0	13,0	33,1	82,2	10,9	1,4	3,3	2,16	0,9993
IF P3 Mur Gr_1b	P	0,6	15,7	G	-3,6	10,4	-61,9	2,8	306,0	L	Lw-c	47,6	8,9	43,4	86,5	7,1	0,9	4,3	1,27	0,9006
IF P4 Mur Gr_1b	P	0,6	16,3	G	-3,7	10,5	-61,7	2,8	310,0	L	Lw-c	46,3	4,9	48,7	87,2	6,4	0,5	4,6	1,28	0,8869
IF P5 Mur Gr_1b	P	0,7	14,8	G	-3,8	10,5	-61,6	3,0	310,0	L	Lw-c	59,7	8,6	31,7	79,7	13,5	1,2	4,1	1,55	0,9808
IF P6 Mur Gr_1b	P	0,6	15,1	G	-3,9	10,8	-61,6	3,0	312,0	L	Lw-c	64,8	3,7	31,5	79,5	14,0	0,5	4,3	1,59	0,9892
IF P7 Mur Gr_1b	P	0,7	11,9	G	-3,9	10,9	-61,6	3,1	312,0	L	Lw-c	64,9	3,6	31,5	79,5	14,1	0,5	4,3	1,59	0,9898
IF P8 Mur Gr_1b	P	0,7	8,2	G	-4,0	11,0	-61,6	3,3	313,0	L	Lw-c	52,2	3,7	44,2	83,7	8,7	0,5	5,5	1,59	0,8879
IF P10 Mur Gr_1b	P	0,7	10,2	G	-4,0	11,2	-61,5	3,4	322,0	L	Lw-c	76,8	5,0	18,2	79,5	15,5	0,8	2,8	1,51	0,9921
IF P11 Mur Gr_1b	P	0,6	15,3	I	-4,0	11,2	-61,5	3,4	323,0	L	Lw-c	59,7	1,4	38,9	79,3	13,5	0,2	5,1	1,88	0,9946
IF P13 Mur Gr_1b	P	0,6	17,6	G	-4,0	11,3	-61,4	3,5	325,0	L	Lw-c	79,7	7,8	12,5	76,1	18,3	1,5	2,4	1,68	0,9840
IF P14 Mur Gr_1b	P	0,6	22,4	G	-4,0	11,3	-61,4	3,5	325,0	L	Lw-c	59,6	6,9	33,5	82,6	11,5	0,8	3,6	1,39	0,9939
IF P15 Mur Gr_1b	P	0,7	13,5	G	-4,1	11,6	-61,4	3,7	325,0	L	Lw-c	42,2	14,9	43,0	81,4	8,8	2,2	6,0	1,55	0,8475
IF P16 Mur Gr_1b	P	0,6	12,9	G	-4,2	12,0	-61,3	3,8	326,0	L	Lw-c	57,7	8,6	33,7	76,9	15,4	1,4	5,1	1,26	0,9606
IF P17 Mur Gr_1b	P	0,7	14,7	I	-4,2	12,0	-61,3	4,0	327,0	L	Lw-c	77,4	6,7	15,9	82,3	13,3	0,9	2,0	1,47	1,0028
IF P18 Mur Gr_1b	P	0,5	11,5	G	-4,2	12,1	-61,3	4,0	327,0	L	Lw-c	43,7	5,9	50,4	76,1	18,3	1,5	2,4	1,68	0,9840
IF P19 Mur Gr_1b	P	0,7	10,9	G	-4,2	12,2	-61,2	4,1	328,0	L	Lw-c	75,7	8,7	15,6	76,3	17,6	1,6	2,8	1,77	0,9789
IF P20 Mur Gr_1b	P	0,8	9,7	G	-4,3	12,6	-61,1	4,2	328,0	L	Lw-c	61,9	5,3	32,8	82,4	11,6	0,6	3,6	1,74	0,9986
IF P21 Mur Gr_1b	P	0,6	8,4	G	-4,3	12,8	-61,1	4,6	328,0	L	Lw-c	76,7	10,3	13,0	79,6	15,3	1,6	2,0	1,51	0,9835
IF P30 Mur Gr_1b	P	0,6	15,1	G	-4,3	13,0	-61,1	4,7	329,0	L	Lw-c									
IF P31 Mur Gr_1b	P	0,7	17,3	G	-4,3	13,1	-61,1		329,0	L	Lw-c									
IF P32 Mur Gr_1b	P	0,6	14,6	G	-4,3	13,2	-60,7		329,0	L	Lw-c									
IF P33 Mur Gr_1b	P	0,6	15,1	I	-4,4	13,2	-60,5		330,0	L	Lw-c									
IF P34 Mur Gr_1b	P	0,5	11,2	I	-4,5	13,2	-60,4		330,0	L	Lw-c									
IF P35 Mur Gr_1b	P	0,7	13,4	I	-4,6	14,0	-60,3		331,0	L	Lw-c									
IF P36 Mur Gr_1b	P	0,6	14,5	I	-4,6		-60,3		333,0	L	Lw-c									
IF P37 Mur Gr_1b	P	0,7	17,9	G	-4,6		-60,0		333,0	L	Lw-c									

IF P38Mur Gr_1b	P	0,7	19,6	G	-4,7		-60,0		334,0	L	Lw-c									
IF P39 Mur Gr_1b	P	0,6	20,1	G	-4,7		-59,8		334,0	L	Lw-c									
IF P40 Mur Gr_1b	P	0,6	9,6	G	-5,0		-59,7		334,0	L	Lw-c									
IF P41 Mur Gr_1b	P	0,7	17,8	G	-5,1				335,0	L	Lw-c									
IF P42 Mur Gr_1b	P	0,6	20,3	G	-5,1				335,0	L	Lw-c									
IF P43 Mur Gr_1b	P	0,7	14,9	G	-5,2				335,0	L	Lw-c									
IF P44 Mur Gr_1b	P	0,6	15	G	-5,2				336,0	L	Lw-c									
IF P45 Mur Gr_1b	P	0,6	17,5	G	-5,3				337,0	L	Lw-c									
IF P46 Mur Gr_1b	P	0,6	12,7	G	-5,3				337,0	L	Lw-c									
IF P47 Mur Gr_1b	P	0,6	11,8	G	-5,5				338,0	L	Lw-c									
IF P48 Mur Gr_1b	P	0,7	16,3	G	-5,5				338,0	L	Lw-c									
IF P49 Mur Gr_1b	P	0,7	17,8	G					339,0	L	Lw-c									
IF P50 Mur Gr_1b	P	0,7	21,4	G					339,0	L	Lw-c									
IF P51 Mur Gr_1b	P	0,6	18,9	G					339,0	L	Lw-c									
IF P52 Mur Gr_1b	P	0,6	12,8	G					340,0	L	Lw-c									
IF PS3 Mur 85-B2	PS	0,7	10,9	A	-5,12	12,37	-62,13	4,31	321	L	Lw-c	59,3	12,2	28,5	81,7	7,9	0,9	6,6	2,85	0,9627
IF PS4 Mur 85-B2	PS	0,7	10,1	A		10,23	-61,38		334	L	Lw-c	60,8	9,1	30,1	79,8	11,3	0,8	5,8	2,27	0,9603
IF PS5 Mur 85-B2	PS	0,7	15,2	A	-4,52		-61,57	3,96	315	L	Lw-c	55,5	12,6	31,9	85,7	6,1	0,9	4,5	2,84	0,9618
IF PS7 Mur 85-B2	PS	0,6	13,3	A	-3,64	11,55	-60,86		287	L	Lw-c	61,1	9,2	29,7	78,8	14,5	0,8	4,2	1,77	0,9612
IF PS10 Mur 85-B2	PS	0,6	15,4	A	-4,28			3,52	306	L	Lw-c	66,8	10,7	22,5	81,4	9,3	0,9	6,3	2,08	0,9667
IF PS11 Mur 85-B2	PS	0,7	9,2	A	-2,57	10,99	-60,75	1,78	317	L	Lw-c	63,6	6,6	29,9	80,9	13,9	1,0	2,5	1,71	0,9651
IF PS12 Mur 85-B2	PS	0,6	10,7	A	-3,43	11,64	-61,23	3,08	328	L	Lw-c	59,7	8,2	32,1	83,1	8,5	0,8	5,4	2,30	0,9658
IF PS13 Mur 85-B2	PS	0,7	11,3	A			-62,36		298	L	Lw-c	62,0	10,2	27,8	79,7	13,8	0,8	4,4	1,34	0,9633
IF PS16 Mur 85-B2	PS	0,6	16,4	A	-4,06	11,78	-61,15	3,15	325	L	Lw-c	52,7	12,9	34,4	80,8	13,2	0,6	3,5	1,79	0,9655
IF PS17 Mur 85-B2	PS	0,7	12,8	A			-61,82		279	L	Lw-c	62,2	9,3	28,5	85,1	7,7	0,6	5,0	1,60	0,9691
IF PS20 Mur 85-B2	PS	0,7	15,7	A	-5,46	12,69		4,19	314	L	Lw-c	59,8	10,8	29,3	82,6	8,2	0,7	6,8	1,68	0,9663
IF PS21 Mur 85-B2	PS	0,6	13,9	A	-3,79			3,38	310	L	Lw-c	66,4	11,7	21,9	79,6	12,2	0,8	4,9	2,43	0,9631
IF PS22 Mur 85-B2	PS	0,6	14,8	A	-3,28		-61,45		308	L	Lw-c	64,3	10,6	25,2	82,4	10,3	0,6	5,1	1,49	0,9674
IF PS23 Mur 85-B2	PS	0,6	11,2	A	-4,39				326	L	Lw-c	61,5	11,7	26,9	80,1	12,5	0,8	4,8	1,88	0,9642
IF PS25 Mur 85-B2	PS	0,8	10,3	A	-3,21	11,33	-61,09	2,56	330	L	Lw-c	69,9	9,6	20,5	81,1	11,5	0,6	4,9	1,92	0,9657

Anexo 19 – Dados de microtermometria e microespectrometria Raman obtidos nas IF P e PS analisadas nas amostras de QzIA de Murços. I – Isolada; G – Grupo; A – Alinhamento.

Petrografia					Microtermometria							Composição da fase volátil (mole%)			Composição Global (mole%)					
Nome IF	Tipo de IF	Flw	Dimesão	Ocorrência	Tmice (°C)	TfCl (°C)	$TfCO_2$ (°C)	$ThCO_2$ (°C)	TH	Modo	Tipo	CO_2	CH_4	N_2	H_2O	CO_2	CH_4	N_2	NaCl (eq.%)	Densidade (g/cm³)
IF P1 Mur B4-2	P	0,6	13,1	G	-2,7	8,6	-61,5	2,1	323,0		Lw-c	81,6	10,5	7,9	76,3	18,3	2,1	1,6	1,7	0,9773
IF P2 Mur B4-2	P	0,6	21,1	G	-2,8	8,9	-61,3	2,7	325,0		Lw-c	85,9	10,7	3,5	76,2	19,0	2,3	0,8	1,6	0,9800
IF P3 Mur B4-2	P	0,6	19,2	G	-2,8	9,0	-61,3	2,7	325,0		Lw-c	77,5	13,5	9,0	76,4	16,4	2,3	3,1	1,8	0,9762
IF P4 Mur B4-2	P	0,6	15,2	G	-2,8	9,2	-61,2	2,8	326,0		Lw-c	77,2	18,2	4,5	76,3	18,0	3,3	0,8	1,6	0,9837
IF P5 Mur B4-2	P	0,6	25,1	G	-2,9	9,3	-61,2	2,9	326,0		Lw-c	82,1	13,0	4,8	77,4	14,6	5,7	0,6	1,7	0,9878
IF P6 Mur B4-2	P	0,7	13,9	G	-3,0	9,3	-61,2	2,9	326,0		Lw-c	76,3	16,3	7,4	77,1	13,9	4,7	2,8	1,6	0,9852
IF P7 Mur B4-2	P	0,6	17,4	G	-3,3	9,4	-61,1	3,0	326,0		Lw-c	82,5	12,6	4,9	76,4	18,6	2,6	1,0	1,4	0,9749
IF P8 Mur B4-2	P	0,6	18,5	G	-3,3	9,5	-61,1	3,0	326,0		Lw-c	76,7	19,4	3,9	76,0	17,7	0,7	3,5	2,1	0,9882
IF P9 Mur B4-2	P	0,6	15,7	G	-3,4	9,5	-61,0	3,0	327,0		Lw-c	80,1	13,2	6,8	76,1	18,1	2,5	1,3	1,9	0,9779
IF P10 Mur B4-2	P	0,6	16,3	G	-3,4	9,5	-61,0	3,1	327,0		Lw-c	85,0	9,2	5,8	76,1	18,9	2,0	1,2	1,8	0,9836
IF P11 Mur B4-2	P	0,8	14,8	G	-3,5	9,6	-60,9	3,1	327,0		Lw-c	85,8	10,7	3,5	76,3	19,1	0,7	2,3	1,6	0,9870
IF P12 Mur B4-2	P	0,6	15,1	G	-3,6	9,6	-60,8	3,2	328,0		Lw-c	73,8	18,2	8,0	76,3	17,4	1,4	3,2	1,6	0,9776
IF P13 Mur B4-2	P	0,6	11,9	G	-3,6	9,6	-60,5	3,4	328,0		Lw-c	78,0	16,8	5,3	76,0	17,8	3,2	1,0	2,0	0,9762
IF P14 Mur B4-2	P	0,6	8,2	G	-3,6	9,7	-60,5	3,5	329,0		Lw-c	81,2	13,7	5,1	76,0	18,4	2,7	1,0	1,9	0,9805
IF P15 Mur B4-2	P	0,6	10,2	G	-3,7	9,7	-60,5	3,5	329,0		Lw-c	82,8	12,0	5,2	76,1	18,6	2,5	1,1	1,8	0,9815
IF P1 Mur B2-3	P	0,6	15,3	G	-3,7	9,8	-60,5	3,6	329,0		Lw-c	72,7	14,2	13,1	77,0	16,9	2,3	2,3	1,4	0,9882
IF P2 Mur B2-3	P	0,6	17,6	I	-3,8	9,8	-60,5	3,6	329,0		Lw-c	76,7	18,3	5,0	76,2	16,3	3,1	2,7	1,7	0,9827
IF P4 Mur B2-3	P	0,7	22,4	G	-3,8	9,8	-60,4	3,6	329,0		Lw-c	81,1	11,5	7,3	76,0	16,1	3,5	2,6	1,8	0,9862
IF P5 Mur B2-3	P	0,6	13,5	G	-3,9	9,8	-60,4	3,7	329,0		Lw-c	84,8	10,3	4,9	77,3	16,4	2,0	2,5	1,9	0,9891
IF P6 Mur B2-3	P	0,65	12,9	G	-3,9	9,9	-60,4	3,8	329,0		Lw-c	79,0	14,7	6,3	77,8	16,0	3,2	1,9	1,1	0,9897
IF P9 Mur B2-3	P	0,65	14,7	G	-3,9	9,9	-60,4	3,8	329,0		Lw-c	79,9	13,6	6,6	76,7	15,7	3,0	2,8	1,8	0,9851
IF P10 Mur B2-3	P	0,7	11,5	G	-3,9	10,0	-60,3	4,0	330,0		Lw-c	82,4	12,6	5,0	76,5	16,8	3,6	1,7	1,3	0,9834
IF P11 Mur B2-3	P	0,7	10,9	G	-3,9	10,0	-60,3	4,0	330,0		Lw-c	80,6	13,4	6,0	76,5	16,3	3,7	1,9	1,6	0,9862
IF P15Mur B2-3	P	0,6	9,7	G	-3,9	10,0	-60,3	4,1	331,0		Lw-c	78,9	15,2	5,9	77,3	15,5	3,2	2,5	1,5	0,9878
IF P18 Mur B2-3	P	0,5	8,4	G	-3,9	10,1	-60,2	4,1	331,0		Lw-c	67,7	18,3	14,0	76,4	16,3	3,0	2,6	1,7	0,9856
IF P21 Mur B2-3	P	0,8	15,1	G	-3,9	10,2	-60,2	4,3	331,0		Lw-c	79,4	14,2	6,5	77,2	15,6	3,2	2,1	1,9	0,9867
IF P22 Mur B2-3	P	0,6	17,3	G	-4,0	10,2	-60,2	4,3	331,0		Lw-c	80,7	12,9	6,4	77,5	15,8	2,8	2,3	1,6	0,9884
IF P23 Mur B2-3	P	0,6	14,6	G	-4,0	10,3	-60,1	4,4	331,0		Lw-c	77,5	11,7	10,8	77,5	15,6	2,8	2,4	1,7	0,9892
IF P24 Mur B2-3	P	0,6	15,1	G	-4,0	10,3	-60,1	4,5	332,0		Lw-c	82,1	13,7	4,2	75,8	16,1	3,4	2,8	1,9	0,9812
IF P25 Mur B2-3	P	0,5	11,2	G	-4,0	10,3	-60,1	4,5	332,0		Lw-c	78,5	13,3	8,3	77,0	15,7	3,5	1,9	1,9	0,9833
IF P28 Mur B2-3	P	0,7	13,4	G	-4,0	10,3	-60,1	5,0	332,0		Lw-c	75,8	14,1	10,1	77,9	14,3	3,6	2,5	1,7	0,9899
IF P29 Mur B2-3	P	0,6	20,1	G	-4,1	10,3	-60,1	5,1	332,0		Lw-c	75,3	13,9	10,7	77,4	15,4	2,9	2,4	1,9	0,9881
IF P32 Mur B2-3	P	0,65	15,2	I	-4,1	10,4	-60,0	5,2	332,0		Lw-c	85,5	12,2	2,3	77,7	15,3	3,0	2,3	1,7	0,9893
IF P35 Mur B2-3	P	0,6	12,4	I	-4,1	10,4	-60,0	5,3	332,0		Lw-c	81,3	10,9	7,9	76,9	15,0	3,3	3,0	1,9	0,9872
IF P36 Mur B2-3	P	0,6	15,2	I	-4,1	10,5	-60,0		332,0		Lw-c	77,3	13,7	9,1	77,5	13,9	3,6	3,3	1,7	0,9893
IF P37 Mur B2-3	P	0,6	10,8	I	-4,2	10,5	-59,9		332,0		Lw-c	79,7	12,8	7,5	76,9	14,9	3,7	2,8	1,7	0,9875
IF P38 Mur B2-3	P	0,6	12,3	I	-4,2	10,6	-59,9		333,0		Lw-c	83,6	11,8	4,6	76,6	14,8	3,8	2,9	2,0	0,9854
IF P44 Mur B2-3	P	0,6	11,7	G	-4,2	10,6	-59,9		333,0		Lw-c	76,6	16,1	7,3	78,1	13,9	3,5	2,8	1,7	0,9999

IF P47Mur B2-3	P	0,6	9,9	G	-4,2	10,6	-59,9		333,0		Lw-c	77,3	14,1	8,6	77,0	16,8	3,0	1,9	1,3	0,9883
IF P48 Mur B2-3	P	0,65	10,2	G	-4,3	10,7	-59,9		334,0		Lw-c	77,8	13,5	8,7	76,7	14,7	3,9	2,9	1,8	0,9846
IF PS3 Mur B4-2	PS	0,7	16,3	A	-4,3	10,7	-59,8		334,0		Lw-c	77,9	13,0	9,1	76,1	15,7	3,8	2,6	1,9	0,9851
IF PS4 Mur B4-2	PS	0,6	14,8	A	-4,3	10,7	-59,8		335,0		Lw-c	77,0	13,5	9,5	77,1	17,0	2,9	1,6	1,4	0,9888
IF PS5 Mur B4-2	PS	0,6	15,1	A	-4,3	10,7	-59,8		335,0		Lw-c	81,2	12,1	6,7	77,5	15,4	3,1	2,1	1,9	0,9891
IF PS6 Mur B4-2	PS	0,5	11,9	A	-4,3	10,8	-59,7		335,0		Lw-c	83,3	14,4	2,3	76,3	16,1	3,5	2,5	1,6	0,9865
IF PS8Mur B4-2	PS	0,6	8,2	A	-4,3	10,9	-59,7		335,0		Lw-c	78,8	11,9	9,3	76,4	16,3	3,7	2,6	1,0	0,9844
IF PS11 Mur B4-2	PS	0,6	10,2	A	-4,3	10,9	-59,7		336,0		Lw-c	74,7	15,2	10,1	77,9	15,2	3,5	2,3	1,0	0,9889
IF PS12 Mur B4-2	PS	0,6	15,3	A	-4,4	10,9	-59,7		336,0		Lw-c	81,1	12,9	6,0	76,9	16,0	3,0	2,6	1,5	0,9869
IF PS13 Mur B4-2	PS	0,6	17,6	A	-4,4	10,9	-59,7		336,0		Lw-c	76,6	15,2	8,2	75,9	16,0	3,8	2,5	1,8	0,9812
IF PS15 Mur B4-2	PS	0,6	22,4	A	-4,4	10,9	-59,7		336,0		Lw-c	80,5	14,4	5,2	77,8	14,7	3,3	2,4	1,8	0,9877
IF PS16 Mur B4-2	PS	0,5	13,5	A	-4,4	11,0	-59,7		337,0		Lw-c	81,0	15,1	3,9	77,5	14,9	3,2	2,5	1,9	0,9886
IF PS20 Mur B4-2	PS	0,6	12,9	A	-4,4	11,0	-59,6		337,0		Lw-c	74,6	15,5	10,0	76,3	15,2	4,0	2,6	1,9	0,9841
IF PS5 Mur B2-3	PS	0,65	13,4	A	-4,5	11,1	-59,6		337,0		Lw-c	77,8	15,6	6,6	77,0	14,9	3,6	2,8	1,8	0,9852
IF PS7 Mur B2-3	PS	0,8	20,1	A	-4,5	11,2	-59,6		337,0		Lw-c	79,2	13,2	7,6	76,6	15,6	3,5	2,6	1,7	0,9848
IF PS9 Mur B2-3	PS	0,5	15,2	A	-4,5	11,2	-59,6		337,0		Lw-c	81,2	13,7	5,2	77,5	14,7	3,5	2,9	1,4	0,9879
IF PS12 Mur B2-3	PS	0,5	12,4	A	-4,5	11,2	-59,5		337,0		Lw-c	77,8	14,0	8,2	78,1	13,9	3,7	2,7	1,6	0,9995
IF PS13 Mur B2-3	PS	0,6	15,2	A	-4,5	11,3	-59,5		337,0		Lw-c	83,6	10,4	6,0	76,8	14,6	3,9	2,8	1,9	0,9857
IF PS14 Mur B2-3	PS	0,6	10,8	A	-4,5	11,3	-59,4		337,0		Lw-c	82,0	11,8	6,2	77,4	14,5	4,0	2,8	1,3	0,9891
IF PS15 Mur B2-3	PS	0,6	12,3	A	-4,5	11,3	-59,4		338,0		Lw-c	79,6	12,6	7,8	77,2	15,1	3,8	2,6	1,3	0,9799
IF PS16 Mur B2-3	PS	0,7	17,6	A	-4,5	11,4	-59,4		338,0		Lw-c	80,2	12,1	7,7	77,0	14,7	3,9	2,6	1,8	0,9862
IF PS17 Mur B2-3	PS	0,65	22,4	A	-4,6	11,5	-59,3		339,0		Lw-c	77,7	13,5	8,8	77,5	15,3	2,8	2,7	1,6	0,9878
IF PS23 Mur B2-3	PS	0,6	13,5	A	-4,6	11,5	-59,3		339,0		Lw-c	74,9	15,4	9,7	77,7	14,7	3,2	2,5	1,9	0,9885
IF PS26 Mur B2-3	PS	0,65	12,9	A	-4,6	11,6	-59,2		339,0		Lw-c	79,5	13,0	7,5	76,0	15,7	3,8	2,9	1,7	0,9782
IF PS27 Mur B2-3	PS	0,6	13,4	A	-4,6	11,6	-59,2		339,0		Lw-c	82,3	11,4	6,4	76,8	14,9	3,9	2,7	1,7	0,9761
IF PS30 Mur B2-3	PS	0,6	20,1	A	-4,6	11,9	-59,2		339,0		Lw-c	78,6	12,5	8,9	76,3	15,2	3,9	2,6	1,9	0,9855
IF PS31 Mur B2-3	PS	0,65	15,2	A	-4,7	12,0	-59,1		339,0		Lw-c	77,0	15,2	7,8	77,7	14,6	3,8	2,8	1,2	0,9884

Anexo 20 – Dados de microtermometria e microespectrometria Raman obtidos nas IF P e S analisadas nas amostras de QzIB de Murços. I – Isolada; Int – Intergranular.

Petrografia					Microtermometria							Composição da fase volátil (mole%)			Composição Global (mole%)					
Nome IF	Tipo de IF	Flw	Dimensão	Ocorrência	Tmice (°C)	TfCl (°C)	$TfCO_2$ (°C)	$ThCO_2$ (°C)	TH (°C)	Modo	Tipo	CO_2	CH_4	N_2	H_2O	CO_2	CH_4	N_2	NaCl (eq.%)	Densidade (g/cm³)
IF P1 Mur B2-3	P	0,7	17,4	I	-5,2	10,0	-61,0		341,0	L	Lw-c	79,3	13,6	7,0	76,9	15,9	3,2	2,3	1,66	0,9812
IF P2 Mur B2-3	P	0,6	18,5	I	-4,9		-60,7		335,0	L	Lw-c	81,3	11,2	7,5	77,1	14,3	4,5	2,4	1,60	0,9839
IF P3 Mur B2-3	P	0,6	15,7	I	-4,6		-60,6	2,1	326,0	L	Lc-w	79,8	14,0	6,2	77,0	14,0	4,7	2,6	1,73	0,9824
IF P4 Mur B2-3	P	0,65	16,3	I	-4,5	11,2	-60,5		346,0	L	Lw-c	78,4	15,2	6,4	76,6	14,1	5,0	3,1	1,18	0,9815
IF P5 Mur B2-3	P	0,6	14,8	I	-4,5		-60,4	5,0	319,0	L	Lc-w	77,0	14,7	8,3	78,4	14,3	3,2	2,6	1,61	0,9917
IF P6 Mur B2-3	P	0,6	15,1	I	-4,5	9,5	-60,3		330,0	L	Lw-c	82,3	11,8	5,9	77,8	14,2	3,4	2,7	1,90	0,9895
IF P7 Mur B2-3	P	0,7	11,9	I	-4,5	11,2	-60,3		329,0	L	Lw-c	77,5	14,7	7,8	75,9	16,2	3,4	2,8	1,73	0,9808
IF P8 Mur B2-3	P	0,7	8,2	I	-4,4		-60,2		325,0	L	Lw-c	79,6	14,5	5,9	76,9	15,8	3,3	2,5	1,54	0,9811
IF P9 Mur B2-3	P	0,8	10,2	I	-4,4		-60,2		341,0	L	Lw-c	81,5	14,8	3,7	77,2	14,9	3,5	2,5	1,85	0,9832
IF P10 Mur B2-3	P	0,6	15,3	I	-4,4		-60,1	3,9	327,0	L	Lc-w	76,9	15,2	7,9	76,7	16,3	3,0	2,5	1,57	0,9861
IF P11 Mur B2-3	P	0,6	17,6	I	-4,3	10,6	-59,9		321,0	L	Lw-c	77,9	13,7	8,3	77,6	15,5	3,2	2,3	1,46	0,9884
IF P12 Mur B2-3	P	0,6	22,4	I	-4,3		-59,9	3,2	345,0	L	Lc-w	83,2	11,8	5,0	76,1	16,6	3,4	2,5	1,48	0,9836
IF P13 Mur B2-3	P	0,65	13,5	I	-4,3		-59,9		337,0	L	Lw-c	79,3	14,0	6,7	76,9	16,2	3,0	2,6	1,36	0,9858
IF P14 Mur B2-3	P	0,8	12,9	I	-4,3	8,8	-59,9		332,0	L	Lw-c	80,5	12,5	7,0	77,1	15,3	3,4	2,3	1,92	0,9867
IF P15 Mur B2-3	P	0,6	14,7	I	-4,3		-59,9		341,0	L	Lw-c	78,9	13,9	7,2	76,8	15,1	3,6	2,7	1,80	0,9866
IF P16 Mur B2-3	P	0,75	11,5	I	-4,2		-59,8	4,1	320,0	L	Lc-w	78,6	14,5	6,8	77,0	15,0	3,5	2,7	1,88	0,9869
IF P17 Mur B2-3	P	0,65	15,1	I	-4,2	11,2	-59,8		343,0	L	Lw-c	81,3	13,4	5,4	76,7	15,9	3,3	2,4	1,79	0,9872
IF P18 Mur B2-3	P	0,65	11,2	I	-4,2		-59,6		346,0	L	Lw-c	79,6	14,8	5,6	77,2	15,4	3,2	2,4	1,81	0,9888
IF P19 Mur B2-3	P	0,6	13,4	I	-4,1		-59,6		324,0	L	Lw-c	82,1	15,1	2,8	76,6	15,8	3,2	2,4	1,95	0,9854
IF P20 Mur B2-3	P	0,8	20,1	I	-4,0	11,4	-59,6	4,0	318,0	L	Lc-w	77,9	15,4	6,7	77,0	15,3	3,3	2,6	1,82	0,9886
IF P21 Mur B2-3	P	0,75	15,2	I	-4,0		-59,5		321,0	L	Lw-c	81,2	13,7	5,1	76,8	15,9	3,2	2,4	1,73	0,9865
IF P22 Mur B2-3	P	0,65	12,4	I	-3,9		-59,5		339,0	L	Lw-c	80,9	13,8	5,4	77,2	15,5	3,4	2,4	1,54	0,9878
IF P23 Mur B2-3	P	0,6	15,2	I	-3,9	11,4	-59,3	4,3	327,0	L	Lc-w	79,4	13,5	7,1	76,6	15,8	3,2	2,5	1,91	0,9854
IF P24 Mur B2-3	P	0,6	10,8	I	-3,8		-59,0	3,3	342,0	L	Lc-w	79,0	14,3	6,7	76,7	15,6	3,4	2,5	1,74	0,9823
IF P25 Mur B2-3	P	0,6	9,1	I	-3,7	10,5	-58,8		335,0	L	Lw-c	81,5	13,3	5,2	76,9	15,7	3,3	2,4	1,74	0,9881
IF S1 Mur B2-3	S	0,9	20,1	Int	-2,3				117,0	L	Lw								3,87	
IF S2 Mur B2-3	S	0,9	19,8	Int	-2,0				120,0	L	Lw								3,39	
IF S3 Mur B2-3	S	0,9	19,9	Int	-1,9				120,0	L	Lw								3,23	
IF S4 Mur B2-3	S	0,95	18,7	Int	-1,8				125,0	L	Lw								3,06	
IF S5 Mur B2-3	S	0,9	18,4	Int	-1,8				127,0	L	Lw								3,06	
IF S6 Mur B2-3	S	0,9	18,6	Int	-1,7				128,0	L	Lw								2,90	
IF S7 Mur B2-3	S	0,85	18,6	Int	-1,6				132,0	L	Lw								2,74	
IF S8 Mur B2-3	S	0,9	16,3	Int	-1,6				137,0	L	Lw								2,74	
IF S9 Mur B2-3	S	0,95	15,9	Int	-1,6				139,0	L	Lw								2,74	
IF S10 Mur B2-3	S	0,9	15,4	Int	-1,5				144,0	L	Lw								2,57	
IF S11 Mur B2-3	S	0,9	15,6	Int	-1,5				145,0	L	Lw								2,57	
IF S12 Mur B2-3	S	0,9	15,3	Int	-1,5				147,0	L	Lw								2,57	

IF S13 Mur B2-3	S	0,9	14,1	Int	-1,4				149,0	L	Lw								2,41	
IF S14 Mur B2-3	S	0,9	14,0	Int	-1,4				150,0	L	Lw								2,41	
IF S15 Mur B2-3	S	0,8	14,5	Int	-1,3				152,0	L	Lw								2,24	
IF S16 Mur B2-3	S	0,9	13,3	Int	-1,2				154,0	L	Lw								2,07	
IF S17 Mur B2-3	S	0,95	11,2	Int	-1,2				154,0	L	Lw								2,07	
IF S18 Mur B2-3	S	0,95	11,1	Int	-1,2				156,0	L	Lw								2,07	
IF S19 Mur B2-3	S	0,9	10,8	Int	-1,1				157,0	L	Lw								1,91	
IF S20 Mur B2-3	S	0,95	10,9	Int	-0,8				159,0	L	Lw								1,40	
IF S21 Mur B2-3	S	0,9	14,6	Int	-1,1				161,0	L	Lw								2,10	
IF S22 Mur B2-3	S	0,85	18,7	Int	-0,9				162,0	L	Lw								2,60	
IF S23 Mur B2-3	S	0,9	19,9	Int	-1,2				170,0	L	Lw								2,10	
IF S24 Mur B2-3	S	0,8	22,1	Int	-1,1				172,0	L	Lw								1,90	
IF S25 Mur B2-3	S	0,9	17,5	Int	-0,8				178,0	L	Lw								2,10	

Anexo 21 – Dados de microtermometria e microespectrometria Raman obtidos nas IF P, PS e S analisadas nas amostras de QzIIA de Murços. I – Isolada; G – Grupo; A – Alinhamento.

Petrografia					Microtermometria							Composição da fase volátil (mole%)			Composição Global (mole%)					
Nome IF	Tipo de IF	Flw	Dimensão	Ocorrência	Tmice (°C)	TmCl (°C)	$TmCO_2$ (°C)	$ThCO_2$ (°C)	TH (°C)	Modo	Tipo	CO_2	CH_4	N_2	H_2O	CO_2	CH_4	N_2	NaCl (wt%)	Densidade (g/cm³)
IF P12 Mur B1-85	P	0,6	31,4	G		7,2	-57,8	18,0	251,0	L	Lc-w	90,3	4,3	5,5	86,0	10,2	0,9	0,7	2,23	1,0129
IF P13 Mur B1-85	P	0,7	29,7	G	-1,2	9,6			264,0	L	Lw-c	92,8	3,3	4,0	84,4	12,2	0,6	0,5	2,39	1,0290
IF P14 Mur B1-85	P	0,6	27,8	G		10,2	-59,4	19,3	244,0	L	Lc-w	92,9	3,3	3,8	86,9	9,2	0,7	0,6	2,59	1,0205
IF P15 Mur B1-85	P	0,7	31,2	G	-4,9		-58,1		239,0	L	Lw-c	94,1	3,1	2,8	85,7	10,7	0,6	0,5	2,47	1,0205
IF P16 Mur B1-85	P	0,6	18,9	G	-3,8	6,8	-57,3	17,9	278,0	L	Lc-w	94,1	3,3	2,6	84,6	12,3	0,5	0,4	2,22	1,0240
IF P17 Mur B1-85	P	0,8	25,6	G	-4,3				300,0	L		95,6	3,2	1,2	87,2	9,8	0,4	0,2	2,42	1,0292
IF P18 Mur B1-85	P	0,6	21,9	G			-59,3		255,0	L	Lw-c	95,8	3,1	1,1	87,1	9,7	0,4	0,1	2,68	1,0330
IF P19 Mur B1-85	P	0,7	19,7	G	-3,6	10,7	-58,9		236,0	L	Lw-c	93,6	4,0	2,5	87,6	9,5	0,4	0,3	2,25	1,0205
IF P20 Mur B1-85	P	0,8	14,1	G	-2,6			18,2	291,0	L	Lw-c	93,4	2,0	4,6	88,1	8,3	1,0	0,4	2,18	1,0334
IF P21 Mur B1-85	P	0,7	27,3	G		7,4	-57,9		282,0	L	Lw-c	92,5	3,7	3,9	86,9	9,7	0,7	0,6	2,17	1,0239
IF P22 Mur B1-85	P	0,6	24,7	G	-4,7	7,1	-58,3	19,1	247,0	L	Lc-w	92,4	3,7	4,0	86,2	9,8	0,7	0,6	2,69	1,0070
IF P23 B1-85	P	0,7	19,9	G	-2,8		-57,6		237,0	L	Lw-c	93,5	1,5	5,0	87,3	9,0	0,9	0,3	2,57	1,0074
IF P24 B1-85	P	0,8	26,4	G	-3,1	6,9	-58,1		285,0	L	Lw-c	94,6	1,9	3,5	85,2	11,7	0,5	0,3	2,24	1,0096
IF P26 B1-85	P	0,6	28,5	G	-4,1		-58,4	18,1	301,0	L	Lc-w	91,4	4,5	4,1	84,2	11,8	0,8	0,5	2,68	1,0012
IF P27 B1-85	P	0,6	17,6	G	-3,7	10,0	-59,1	19,0	271,0	L	Lc-w	93,1	4,8	2,2	85,3	11,5	0,6	0,3	2,27	1,0052
IF P30 Mur B1-85	P	0,7	18,9	G	-4,9				258,0	L		91,0	6,1	3,0	85,8	10,8	0,5	0,3	2,56	1,0041
IF P31 Mur B1-85	P	0,6	12,3	G	-3,4		-57,8	17,9	299,0	L	Lc-w	92,8	4,0	3,3	87,5	9,2	0,7	0,2	2,39	1,0121
IF P32 Mur B1-85	P	0,6	17,5	G	-1,7	10,2	-58,8	18,1	246,0	L	Lc-w	92,6	4,2	3,3	86,9	9,3	0,7	0,2	2,83	1,0101
IF P24 Mur B1-85	P	0,8	21,8	I	-4,8	7,5	-57,9		276,0	L	Lw-c	91,9	4,3	3,8	85,0	11,3	0,8	0,4	2,57	1,0011
IF P25 Mur B1-85	P	0,7	25,4	G	-4,3		-58,1		285,0	L	Lw-c	94,2	3,7	2,1	87,7	9,0	0,8	0,1	2,42	1,0204
IF P29 Mur B1-85	P	0,6	21,3	G	-2,9	10,1	-58,5		302,0	L	Lw-c	91,9	4,5	3,6	86,9	10,2	0,7	0,2	2,04	1,0127
IF P33 Mur B1-85	P	0,8	28,7	G	-3,5		-58,8	18,5	296,0	L	Lc-w	92,4	4,5	3,2	88,3	7,8	0,9	0,3	2,75	1,0239
IF P23 B2-85	P	0,6	22,4	G	-2,7				243,0	L										
IF P24 B2-85	P	0,8	24,9	G	-4,6				266,0	L										
IF P1 B4-c	P	0,6	21,5	I	-2,5	10,0	-57,6		294,0	L	Lw-c									
IF P2 B4-c	P	0,6	30,2	I	-3,5	10,1	-58,2		273,0	L	Lw-c									
IF P3 B4-c	P	0,6	17,8	I	-2,7		-57,1		288,0	L	Lw-c									
IF P4 B4-c	P	0,7	10,5	G	-3,0	11,1	-58,0	18,1	290,0	L	Lc-w									
IF P5 B4-c	P	0,6	15,7	G	-3,5	10,5	-58,3		235,0	L	Lw-c									
IF P6 B4-c	P	0,6	18,9	G	-4,5	10,0	-59,3		279,0	L	Lw-c									
IF P7 B4-c	P	0,8	24,5	G	-3,1		-58,3		283,0	L	Lw-c									
IF P8 B4-c	P	0,6	19,6	G	-2,7		-58,4		257,0	L	Lw-c									
IF P9 B4-c	P	0,6	28,4	G		10,5	-58,6		267,0	L	Lw-c									
IF P10 B4-c	P	0,6	22,3	G	-2,8	10,8	-58,9		271,0	L	Lw-c									
IF P11 B4-c	P	0,6	28,6	G	-4,5	10,5	-58,7	18,4	296,0	L	Lc-w									
IF P12 B4-c	P	0,6	16,4	G	-4,2	10,4	-58,5		300,0	L	Lw-c									
IF P13 B4-c	P	0,6	13,7	G	-3,9	11,2	-59,0	18,7	242,0	L	Lc-w									
IF P14 B4-c	P	0,7	18,1	G	-4,1	11,0	-58,6		269,0	L	Lw-c									

IF P15 B4-c	P	0,6	26,5	G	-4,3	11,1	-59,9		270,0	L	Lw-c									
IF P16 B4-c	P	0,7	21,8	G	-3,8		-58,8	18,6	255,0	L	Lc-w									
IF P17 B4-c	P	0,6	17,7	G	-3,9	10,9	-58,8		282,0	L	Lw-c									
IF P18 B4-c	P	0,8	13,8	G	-4,0	10,7	-58,7		261,0	L	Lw-c									
IF P19 B4-c	P	0,6	23,3	G	-4,4	11,0	-58,5	18,2	300,0	L	Lc-w									
IF P20 B4-c	P	0,7	21,6	I		11,1	-59,0		259,0	L	Lw-c									
IF PS1 Mur B1-85	PS	0,7	12,9	A	-1,2		-58,2	19,0	271,0	L	Lc-w	91,8	4,2	4,1	86,4	9,8	0,7	0,5	2,61	1,0124
IF PS2 Mur B1-85	PS	0,6	14,5	A	-3,8			18,1	238,0	L	Lc-w	92,2	4,8	3,0	87,4	9,2	0,7	0,5	2,15	1,0158
IF PS3 Mur B1-85	PS	0,7	18,9	A	-3,9	10,5	-59,0		264,0	L	Lw-c	93,4	3,8	2,8	85,9	10,5	0,7	0,3	2,58	1,0096
IF PS4 Mur B1-85	PS	0,8	15,6	A	-3,5		-58,0	18,2	276,0	L	Lw-c	92,2	5,0	2,8	88,1	7,8	0,7	0,6	2,76	1,0249
IF PS5 Mur B1-85	PS	0,6	17,8	A	-4,7	10,2	-58,5		245,0	L	Lw-c	91,9	5,1	2,9	87,3	9,0	0,8	0,6	2,30	1,0147
IF PS6 Mur B1-85	PS	0,7	10,1	A	-3,7	10,4	-58,9		303,0	L	Lw-c	93,2	4,0	2,9	86,4	9,8	0,7	0,4	2,79	1,0075
IF PS7 Mur B1-85	PS	0,6	12,7	A	-4,0			18,4	259,0	L	Lc-w	92,8	4,7	2,4	85,6	10,9	0,8	0,4	2,29	1,0064
IF PS8 Mur B1-85	PS	0,6	16,3	A	-4,3	10,3	-58,8	18,0	242,0	L	Lc-w	91,9	4,6	3,5	86,7	10,0	0,8	0,4	2,07	1,0114
IF PS9 Mur B1-85	PS	0,8	15,1	A	-2,9		-58,4		268,0	L	Lw-c	94,1	3,4	2,5	85,0	11,3	0,6	0,2	2,93	1,0088
IF PS10 Mur B1-85	PS	0,8	18,2	A		9,9			270,0	L	Lw-c	92,6	4,2	3,2	85,8	10,7	0,8	0,4	2,34	1,0082
IF PS11 Mur B1-85	PS	0,7	13,3	A	-3,0	10,7	-59,2		261,0	L	Lw-c	92,7	4,0	3,3	87,2	8,9	0,7	0,5	2,73	1,0147
IF PS12 Mur B1-85	PS	0,7	9,7	A	-3,8	11,2		19,1	301,0	L	Lc-w	91,9	4,9	3,3	86,6	9,3	0,7	0,5	2,89	1,0122
IF PS13 Mur B1-85	PS	0,6	11,1	A		10,2	-58,4		283,0	L	Lw-c	92,4	3,9	3,8	87,4	9,3	0,6	0,2	2,55	1,0139
IF PS14 Mur B1-85	PS	0,8	12,9	A	-4,6		-58,0		257,0	L	Lw-c	93,1	3,5	3,4	86,5	10,5	0,6	0,3	2,08	1,0116
IF PS15 Mur B1-85	PS	0,6	13	A	-3,6		-58,5	18,4	265,0	L	Lc-w	92,0	4,8	3,2	86,9	9,4	0,8	0,5	2,42	1,0235
IF PS16 Mur B1-86	PS	0,6	10,5	A	-3,8		-58,9		274,0	L	Lw-c									
IF PS17 Mur B1-87	PS	0,8	17,2	A		10,6	-59,1		291,0	L	Lw-c									
IF PS18 Mur B1-88	PS	0,8	13,6	A	-3,7		-58,7		266,0	L	Lw-c									
IF PS19 Mur B1-89	PS	0,8	15,8	A	-4,8		-58,5		272,0	L	Lw-c									
IF PS20 Mur B1-90	PS	0,6	17,1	A	3,7	7,5		18,0	256,0	L	Lc-w									
IF PS21 Mur B1-91	PS	0,6	18,6	A	-3,8	9,7		17,9	240,0	L	Lc-w									
IF PS22 Mur B1-92	PS	0,7	20,4	A	-2,7	7,1	-57,8		269,0	L	Lw-c									
IF PS23 Mur B1-93	PS	0,6	12,3	A	-3,4		-58,3		275,0	L	Lw-c									
IF PS24 Mur B1-94	PS	0,7	16,7	A	-4,0	10,3	-58,5		284,0	L	Lw-c									
IF PS24 Mur B1-95	PS	0,6	15,8	A	-4,2		-58,3	18,5	268,0	L	Lc-w									
IF S1 B4-c	S	0,85	10,9	A	-1,0						Lw								1,74	
IF S2 B4-c	S	0,9	9,1	A	-1,6						Lw								2,74	
IF S3 B4-c	S	0,9	15	A	-2,2						Lw								3,71	
IF S4 B4-c	S	0,95	12,3	A	-1,5						Lw								2,57	
IF S5 B4-c	S	0,9	8,1	A							Lw									
IF S6 B4-c	S	0,95	14,2	A	-2,1						Lw								3,55	
IF S7 B4-c	S	0,95	10,3	A	-1,1						Lw								1,91	
IF S8 B4-c	S	0,95	12,6	A							Lw									
IF S9 B4-c	S	0,9	11,1	A	-1,6						Lw								2,74	
IF S10 B4-c	S	0,95	9,2	A	-1,9						Lw								3,23	
IF S11 B4-c	S	0,9	17,2	A							Lw									
IF S12 B4-c	S	0,8	15,6	A	-0,8						Lw								1,40	
IF S13 B4-c	S	0,9	19,4	A	-1,8						Lw								3,06	
IF S14 B4-c	S	0,95	13,3	A	-1,4						Lw								2,41	
IF S15 B4-c	S	0,95	11,8	A							Lw									

IF S16 B4-c	S	0,9	10,2	A	-0,8						Lw								1,40	
IF S17 B4-c	S	0,9	8,6	A	-1,9						Lw								3,23	
IF S18 B4-c	S	0,95	9,5	A	-1,2						Lw								2,07	
IF S19 B4-c	S	0,85	10,7	A							Lw									
IF S20 B4-c	S	0,95	12,4	A	-1,5						Lw								2,57	
IF S21 B4-c	S	0,95	18,1	A	-1,3						Lw								2,24	
IF S22 B4-c	S	0,9	9,2	A							Lw									
IF S23 B4-c	S	0,9	10,1	A	-1,6						Lw								2,74	
IF S24 B4-c	S	0,8	11,3	A	-1,2						Lw								2,07	
IF S25 B4-c	S	0,9	8,4	A	-1,5						Lw								2,57	

Anexo 22 – Dados de microtermometria e microespectrometria Raman obtidos nas IF P, PS e S analisadas nas amostras de QzIIB de Murços. I – Isolada; G – Grupo; A – Alinhamento.

Petrografia					Microtermometria							Composição da fase volátil (mole%)			Composição Global (mole%)					
Nome IF	Tipo de IF	Flw	Dimensão	Ocorrência	Tmice	TmCl	$TfCO_2$	$ThCO_2$	TH	Modo	Tipo	CO_2	CH_4	N_2	H_2O	CO_2	CH_4	N_2	NaCl (eq.%)	Densidade (g/cm^3)
IF P1 Mur B4-C	P	0,7	15,1	G	-3,2				295,0	L	Lw-c	92,8	4,3	2,9	86,3	10,0	0,7	0,4	2,64	1,0129
IF P3 Mur B4-C	P	0,6	27,3	G	-2,1		-57,3		241,0	L	Lw-c	90,7	6,2	3,1	86,1	10,3	0,7	0,5	2,41	1,0112
IF P4 Mur B4-C	P	0,7	25,1	G		7,6	-58,1		262,0	L	Lw-c	93,6	4,6	1,8	87,1	9,7	0,7	0,4	2,12	1,0174
IF P5 Mur B4-C	P	0,7	19,9	G	-1,1			18,1	233,0	L	Lc-w	91,9	5,1	2,9	86,9	9,2	0,8	0,3	2,87	1,0132
IF P6 Mur B4-C	P	0,8	26,4	G	-4,3		-58,6		270,0	L	Lw-c	91,5	5,3	3,3	85,8	11,3	0,6	0,4	1,91	1,0111
IF P10 Mur B4-C	P	0,6	28,5	G	-1,8	8,2	-57,9		259,0	L	Lw-c	95,2	3,8	1,1	87,8	8,9	0,7	0,4	2,23	1,0187
IF P11 Mur B4-C	P	0,6	17,6	G	-3,3		-57,6		268,0	L	Lw-c	93,4	4,5	2,1	87,4	9,5	0,7	0,4	1,90	1,0175
IF P15 Mur B4-C	P	0,7	18,9	G	-3,6	10,6	-58,8	18,3	235,0	L	Lc-w	92,9	4,6	2,5	86,7	9,3	0,8	0,4	2,83	1,0182
IF P16 Mur B4-C	P	0,7	10,3	G	-1,6	7,5			286,0	L	Lw-c	91,0	6,0	3,1	88,2	8,0	0,7	0,4	2,77	1,0258
IF P17 Mur B4-C	P	0,7	17,5	I		9,0	-58,2		264,0	L	Lw-c	91,5	5,4	3,0	84,6	12,1	0,8	0,5	2,07	1,0099
IF P18 Mur B4-C	P	0,7	21,8	I	-2,9			18,0	253,0	L	Lc-w	94,2	3,7	2,1	87,0	9,6	0,6	0,3	2,48	1,0105
IF P19 Mur B4-C	P	0,8	25,4	G	-3,4		-57,7		272,0	L	Lw-c	93,1	5,2	1,7	85,7	10,6	0,7	0,4	2,68	1,0124
IF P25 Mur B4-C	P	0,6	21,3	G			-58,5	18,2	247,0	L	Lc-w	93,1	4,3	2,7	86,8	9,8	0,7	0,4	2,26	1,0131
IF P26 Mur B4-C	P	0,7	20,2	G	-1,6	8,2	-58,4		265,0	L	Lw-c	92,7	4,8	2,5	85,9	10,7	0,5	0,4	2,51	1,0109
IF P29 Mur B4-C	P	0,6	22,4	G					239,0	L	Lw-c	92,0	5,2	2,8	86,9	9,7	0,7	0,4	2,22	1,0142
IF P30 Mur B4-C	P	0,8	24,9	G	-3,6	7,8	-58,6		258,0	L	Lw-c	91,8	5,8	2,4	86,4	10,1	0,7	0,5	2,33	1,0115
IF P31 Mur B4-C	P	0,6	21,5	G			-57,9		281,0	L	Lw-c	90,9	6,4	2,7	87,6	8,6	0,6	0,3	2,87	1,0188
IF P36 Mur B4-C	P	0,6	12,1	I	-4,2		-58,1	18,1	254,0	L	Lc-w	92,8	4,4	2,8	86,4	9,8	0,8	0,2	2,82	1,0132
IF P37 Mur B4-C	P	0,6	17,8	G	-3,5	8,1	-58,5		263,0	L	Lw-c	92,6	4,7	2,7	86,6	9,9	0,7	0,3	2,56	1,0144
IF P38 Mur B4-C	P	0,6	9,5	G	-3,5		-58,2		274,0	L	Lw-c	94,4	3,8	1,8	87,0	10,3	0,5	0,3	1,88	1,0158
IF P39 Mur B4-C	P	0,8	10,8	G					241,0	L		91,6	5,6	2,8	85,8	10,5	0,6	0,4	2,77	1,0191
IF P40 Mur B4-C	P	0,8	12,3	G	-3,2				250,0	L		92,3	5,2	2,5	87,3	9,4	0,6	0,4	2,33	1,0152
IF P41 Mur B4-C	P	0,7	14,8	I	-3,7				248,0	L		93,2	4,0	2,9	88,1	8,0	0,8	0,5	2,58	1,0207
IF P42 Mur B4-C	P	0,7	12,3	G			-58,1		251,0	L	Lc-w	90,8	6,4	2,8	86,4	10,0	0,8	0,5	2,36	1,0144
IF P45 Mur B4-C	P	0,7	11,1	G	-2,9				266,0	L		92,7	5,5	1,8	86,4	10,2	0,6	0,3	2,47	1,0146
IF PS1 Mur B4-C	PS	0,8	8,1	A	-2,6	7,2			258,0	L	Lw-c	91,8	5,6	2,5	86,5	9,6	0,8	0,5	2,57	1,0152
IF PS2 Mur B4-C	PS	0,6	10,4	A	-3,6	7,7	-58,1	18,2	231,0	L	Lc-w	92,9	5,7	1,4	87,2	9,7	0,7	0,4	2,04	1,0164
IF PS4 Mur B4-C	PS	0,7	7,3	A	-2,9				261,0	L		93,0	5,0	2,0	85,9	10,7	0,5	0,4	2,50	1,0116
IF PS5 Mur B4-C	PS	0,6	12,4	A	-2,5	8,4	-57,8	18,2	267,0	L	Lc-w	91,9	4,9	3,2	87,5	9,6	0,6	0,4	1,90	1,0159
IF PS6 Mur B4-C	PS	0,7	15,1	A			-58,1		242,0	L	Lw-c	92,8	4,8	2,4	87,1	9,8	0,6	0,4	2,12	1,0117
IF PS7 Mur B4-C	PS	0,7	10,9	A	-4,1	9,1		18,0	273,0	L	Lc-w	92,7	5,1	2,2	86,3	9,7	0,8	0,4	2,79	1,0122
IF PS8 Mur B4-C	PS	0,6	12,7	A	-1,4		-58,2		255,0	L	Lw-c	91,8	5,6	2,6	88,0	8,8	0,7	0,4	2,03	1,0203
IF PS9 Mur B4-C	PS	0,7	8,9	A	-3,2	8,3	-58,2	18,2	265,0	L	Lc-w	94,2	3,7	2,1	87,4	9,2	0,6	0,3	2,50	1,0162
IF PS11 Mur B4-C	PS	0,6	10,3	A	-2,7	7,6	-58,0	18,0	284,0	L	Lc-w	92,8	4,7	2,5	86,7	9,6	0,7	0,4	2,63	1,012
IF PS13 Mur B4-C	PS	0,7	15,7	A	-2,6	7,4			239,0	L		93,1	5,3	1,6	87,2	9,4	0,5	0,3	2,59	1,0141
IF PS14 Mur B4-C	PS	0,6	16,3	A			-58,1		268,0	L	Lw-c	91,9	5,1	3,0	87,0	9,3	0,8	0,4	2,56	1,0119
IF PS17 Mur B4-C	PS	0,6	17,1	A	-2,9	8,2		18,3	257,0	L	Lc-w	90,9	6,3	2,8	86,5	10,4	0,6	0,4	2,11	1,0111

IF PS20 Mur B4-C	PS	0,8	14,8	A			-58,4		241,0	L	Lw-c	92,8	4,9	2,4	86,4	10,6	0,6	0,3	2,04	1,0125
IF PS21 Mur B4-C	PS	0,7	12,9	A	-2,6	7,9	-58,9		252,0	L	Lw-c	91,9	5,1	3,0	86,6	10,2	0,6	0,4	2,25	1,0123
IF PS22 Mur B4-C	PS	0,7	10,5	A	-3,1	8,1	-57,9		261,0	L	Lw-c	92,9	5,5	1,6	86,5	9,7	0,7	0,4	2,69	1,0112
IF S31 Mur B2-C	S	1,0	19,87	A	-0,8				121,0	L	Lw									
IF S32 Mur B2-C	S	1,0	18,52	A	-1,9				127,0	L	Lw								3,23	
IF S33 Mur B2-C	S	1,0	18,75	A	-2,0				128,0	L	Lw								3,39	
IF S34 Mur B2-C	S	0,9	17,25	A	-1,6				133,0	L	Lw								2,74	
IF S35 Mur B2-C	S	1,0	17,36	A	-1,7				138,0	L	Lw								2,90	
IF S36 Mur B2-C	S	0,9	15,34	A	-1,4				139,0	L	Lw								2,41	
IF S37 Mur B2-C	S	0,8	14,78	A	-2,0				142,0	L	Lw								3,39	
IF S38 Mur B2-C	S	0,9	14,86	A	-1,4				144,0	L	Lw								2,41	
IF S39 Mur B2-C	S	0,9	13,98	A	-1,5				147,0	L	Lw								2,57	
IF S40 Mur B2-C	S	1,0	13,03	A	-1,2				149,0	L	Lw								2,07	
IF S41 Mur B2-C	S	0,9	13,14	A	-1,4				152,0	L	Lw								2,41	
IF S42 Mur B2-C	S	0,9	10,44	A	-1,0				156,0	L	Lw								1,91	
IF S43 Mur B2-C	S	0,9	10,98	A	-1,3				160,0	L	Lw								2,24	
IF S44 Mur B2-C	S	0,9	10,27	A	-1,0				162,0	L	Lw								1,91	
IF S45 Mur B2-C	S	1,0	10,35	A	-1,9				173,0	L	Lw								3,23	

Anexo 23 – Dados de microtermometria e microespectrometria Raman obtidos nas IF P analisadas nas amostras de QzIII de Murçós.

Petrografia					Microtermometria				
Nome IF	**Tipo de IF**	**Flw**	**Dimensão**	**Ocorrência**	**Tmice (°C)**	**TH (°C)**	**Modo**	**Tipo**	**Salinidade**
IF P1 Mur-FE	P	0,85	25,75	Isolada	-2,6	137	L	Lw	4,34
IF P2 Mur-FE	P	0,9	22,36	Isolada	-2,4	137	L	Lw	4,03
IF P3 Mur-FE	P	0,9	23,14	Isolada	-2,4	138	L	Lw	4,03
IF P4 Mur-FE	P	0,8	22,97	Isolada	-2,1	146	L	Lw	3,55
IF P5 Mur-FE	P	0,95	21,85	Isolada	-2,0	153	L	Lw	3,39
IF P6 Mur-FE	P	0,95	21,52	Grupo	-1,9	156	L	Lw	3,23
IF P7 Mur-FE	P	0,95	21,74	Grupo	-1,9	159	L	Lw	3,23
IF P8 Mur-FE	P	0,9	20,93	Grupo	-1,9	161	L	Lw	3,23
IF P9 Mur-FE	P	0,9	19,79	Grupo	-1,9	164	L	Lw	3,23
IF P10 Mur-FE	P	0,9	20,38	Grupo	-1,8	165	L	Lw	3,06
IF P11 Mur-FE	P	0,95	20,99	Grupo	-1,8	167	L	Lw	3,06
IF P12 Mur-FE	P	0,8	18,52	Grupo	-1,8	168	L	Lw	3,06
IF P13 Mur-FE	P	0,9	19,33	Isolada	-1,8	170	L	Lw	3,06
IF P14 Mur-FE	P	0,9	18,25	Grupo	-1,8	173	L	Lw	3,06
IF P15 Mur-FE	P	0,85	18,12	Grupo	-1,8	176	L	Lw	3,06
IF P16 Mur-FE	P	0,9	17,78	Grupo	-1,7	179	L	Lw	2,9
IF P17 Mur-FE	P	0,95	17,99	Isolada	-1,7	182	L	Lw	2,9
IF P18 Mur-FE	P	0,9	17,82	Isolada	-1,7	182	L	Lw	2,9
IF P19 Mur-FE	P	0,9	17,41	Grupo	-1,7	184	L	Lw	2,9
IF P20 Mur-FE	P	0,95	15,12	Grupo	-1,6	186	L	Lw	2,74
IF P21 Mur-FE	P	0,85	16,23	Grupo	-1,6	187	L	Lw	2,74
IF P22 Mur-FE	P	0,9	15,97	Grupo	-1,5	188	L	Lw	2,57
IF P23 Mur-FE	P	0,9	15,34	Grupo	-1,4	189	L	Lw	2,41
IF P24 Mur-FE	P	0,9	14,65	Grupo	-1,3	189	L	Lw	2,24
IF P25 Mur-FE	P	0,9	14,28	Grupo	-1,2	190	L	Lw	2,07
IF P26 Mur-FE	P	0,95	14,03	Grupo	-1,2	191	L	Lw	2,07
IF P27 Mur-FE	P	0,95	13,61	Grupo	-1,1	191	L	Lw	1,91
IF P28 Mur-FE	P	0,9	12,14	Grupo	-1,0	192	L	Lw	1,74
IF P29 Mur-FE	P	0,85	11,82	Grupo	-0,9	193	L	Lw	1,57
IF P30 Mur-FE	P	0,9	11,91	Grupo	-0,9	196	L	Lw	1,57