



UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

RAFAEL FERRAZ LEAL E SÁ

**PETROGRAFIA E BALANÇO DE MASSA APLICADOS AO ESTUDO DA GÊNESE
DOS SKARNS MINERALIZADOS EM Cu DA FAIXA TIMBAÚBA-MALHADA
LIMPA, LESTE DA FAIXA SERIDÓ, NE DO BRASIL**

Recife
2021

RAFAEL FERRAZ LEAL E SÁ

**PETROGRAFIA E BALANÇO DE MASSA APLICADOS AO ESTUDO DA GÊNESE
DOS SKARNS MINERALIZADOS EM Cu DA FAIXA TIMBAÚBA-MALHADA
LIMPA, LESTE DA FAIXA SERIDÓ, NE DO BRASIL**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para obtenção do título de mestre em Geologia. Área de concentração: Geoquímica, geofísica e evolução crustal.

Orientador: Professor Dr. Gorki Mariano

Coorientador: Professor Dr. João Adauto de Souza Neto

Recife

2021

Catálogo na fonte:

Bibliotecário Josias Machado, CRB-4 / 1690

S111p Sá, Rafael Ferraz Leal e.

Petrografia e balanço de massa aplicados ao estudo da gênese dos skarns mineralizados em Cu da faixa Timbaúba – Malhada limpa, leste da faixa Seridó, NE do Brasil / Rafael Ferraz Leal e Sá. – 2021.

81 f.: il., figs., tabs.

Orientador: Prof. Dr. Gorki Mariano.

Coorientador: Prof. Dr. João Adauto de Souza Neto.

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Recife, 2021.

Inclui referências.

1. Geociências. 2. Faixa Seridó. 3. Skarn. 4. Alteração hidrotermal. I. Mariano, Gorki. (orientadora). II. Souza Neto, João Adalto de (Coorientadora). III. Título.

RAFAEL FERRAZ LEAL E SÁ

**PETROGRAFIA E BALANÇO DE MASSA APLICADOS AO ESTUDO DA GÊNESE
DOS SKARNS MINERALIZADOS EM Cu DA FAIXA TIMBAÚBA-MALHADA
LIMPA, LESTE DA FAIXA SERIDÓ, NE DO BRASIL**

Trabalho de Conclusão de Curso
apresentado ao Departamento de
Geociências da Universidade Federal de
Pernambuco, como requisito parcial para
a obtenção do título de mestre em
geologia. Área de concentração:
Geoquímica, geofísica e evolução crustal.

Aprovado em: 25/11/2021

BANCA EXAMINADORA

Dr. Gorki Mariano
Universidade Federal de Pernambuco

Dr. Lauro Cezar Montefalco de Lira Santos (Examinador Interna)
Universidade Federal de Pernambuco

Dr. Sebastiao Rodrigo Cortez de Souza (Examinador Externo)
Universidade Federal de Pernambuco

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer primeiramente a meus pais e família por darem todo o suporte necessário, sempre apoiando minha trajetória independente do caminho que venha a ser seguido.

Agradeço ao CRCN e equipe, na pessoa do Prof. Dr. Elvis Joacir de França, por terem aberto as portas de seus laboratórios e permitido que minhas amostras fossem analisadas, contribuindo com o desenvolvimento deste trabalho.

Agradeço a UFPE pelo longo período vivido em seu ambiente (quase 10 anos ao todo), às vezes cansativo e estressante, mas também de muito aprendizado e divertimento. Em especial agradeço aos meus orientadores deste trabalho, professor Gorki Mariano e professor João Adauto, que sempre se mostraram extremamente solícitos em ajudar e orientar no que fosse necessário, apesar de pandemia e todos os demais problemas que viessem a surgir.

Agradeço aos amigos (não vou nomear pra não ser injusto com ninguém) feitos durante todo o período acadêmico que proporcionaram momentos de lazer, parceria, descontração e aprendizado, momentos que certamente ajudaram a transformar a caminhada mais leve.

RESUMO

A Faixa Seridó, localizada no Domínio Rio Grande do Norte da Província Borborema, é composta predominantemente por uma sequência metassedimentar neoproterozoica dividida em três formações: Jucurutu na base (mica xistos, paragneisses e lentes de mármore), Formação Equador (quartzito e metaconglomerado) na porção intermediária, seguida pela Formação Seridó (biotita-granada xisto) no topo. Toda essa sequência é intrudida por um volumoso magmatismo granítico e pegmatítico, de idade ediacarana a cambriana. A ocorrência de grandes zonas de cisalhamento, brasileiras, permitiu a permeabilização de fluidos magmáticos ao longo de toda a sequência, o que resultou na formação de skarns regionalmente, principalmente relacionados às lentes de mármore. Sendo estes skarns classificados como do tipo W-Mo, o principal foco de exploração desde a década de 1940 foi o W. No entanto, na Faixa Timbaúba-Malhada Limpa, situada no flanco leste do antiforme que constitui a Serra das Umburanas, os skarns destacam-se também pela presença de minerais de cobre como malaquita e calcocita, considerados anomalia no âmbito regional. Estes skarns, estudados neste trabalho, apresentam-se ora bandados, ora maciços, sendo compostos majoritariamente por anfibólios (10 a 83%) dos tipos hornblenda e tremolita-actinolita, diopsídio (9 a 88%), calcita (1 a 8%), quartzo (1 a 16%) e oligoclásio (< 1 a 5%). Zircão (< 1%) e titanita (< 1%) ocorrem como principais minerais acessórios, além da formação tardia de minerais secundários como malaquita (< 1%), preferencialmente associados à covellita (< 1%) e pirita (< 1%). Os resultados das análises geoquímicas utilizados para caracterização dos skarns e rochas encaixantes revelaram, através do balanço de massa, que tanto o Cu quanto Bi foram aportados pelo fluido de maneira intensa durante a formação do skarn, tendo um ganho total de massa de cerca de 70 %. A análise integrada de dados da literatura e dados petrográficos apresentados neste estudo permitiram constatar que as mineralizações cupríferas denotadas por covellita + malaquita proveniente de transformação da pirita, se deu por aporte de Cu pelo fluido da fase retrógrada do metassomatismo (450 a 300 °C). É possível concluir, também, que a sequência de cristalização foi controlada pela queda na temperatura do sistema, dentro do mesmo evento metassomático.

Palavras-chave: Faixa Seridó; skarn; alteração hidrotermal.

ABSTRACT

The Seridó Belt, located in the Rio Grande do Norte Domain of the Borborema Province, is a Neoproterozoic metasedimentary sequence divided into three formations, belonging to the Seridó Group, they are: Jucurutu at the base (micaschists, paragneisses and marble lenses), overlaid by the Ecuador Formation (quartzite and metaconglomerate), followed by the Seridó Formation (biotite-shale garnet) at the top. The Serido Group was intruded by voluminous magmatic rocks during the Ediacaran up to Cambrian ages. The occurrence of large Brasiliano age shear zones allowed the permeabilization of magmatic fluids throughout the entire sequence, which resulted in the formation of skarns, mainly related to marble lenses. These skarns are classified as W-Mo type, the main resource explored since the 1940s has been W. However, in the Timbaúba-Malhada Limpa Belt, located on the eastern flank of the antiform that constitutes Serra das Umburanas, the skarns are distinguished by the presence of copper minerals such as malachite and chalcocite. These skarns, studied in this work, are banded or massive, being composed mainly of amphibole (10 a 83%), diopside (9 a 88%), calcite (1 a 8%), quartz (1 a 16%) and plagioclase (< 1 a 5%). Zircon (< 1%) and titanite (< 1%) occur as the main accessory minerals, in addition to the latter formation of malachite (< 1%) associated with covellite (< 1%) and pyrite (< 1%). Based on geochemical mass balance, it was possible to observe that both Cu and Bi were apportioned by the fluid in an intense way during the formation of skarn having a total mass gain about 70%. The integrated analysis of previous literature and petrographic data presented in this study, showed that the cupriferous mineralizations denoted by covellite + malachite formed by secondary alteration of pyrite occurred by Cu input by fluid in the retrograde phase of the metasomatism (450 to 300 °C). It is also proposed that the crystallization sequence was controlled by simple drop in temperature of the system, during the metasomatic event.

Keywords: Seridó Mobile Belt; skarn; hydrothermal alteration.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1 -** Mapa geológico simplificado da Província Borborema, mostra retângulo preto referente à Faixa Seridó, representando a localização da figura 2. Modificada de Medeiros (2004)19
- Figura 2 -** Esboço geológico da Faixa Seridó com localização dos afloramentos visitados identificados com pontos vermelhos, inseridos dentro da denominada faixa cuprífera, marcada em linha tracejada. Modificado de Hollanda et al. (2017).20
- Figura 3 -** Mapa geológico da área estudada com identificação dos afloramentos e litologias associadas ao estudo21
- Figura 4 -** A - Paragneisses referentes à formação Jucurutu; B - Paragneisse milonitizado. Fotos tiradas no ponto 6.24
- Figura 5 -** A – Biotita Xisto no ponto 7; B e C – Granada biotita xisto no ponto 3; D – Cordierita biotita xisto no ponto 3.24
- Figura 6 -** A – Veio pegmatítico cortando o biotita xisto turmalinizado no ponto 10; B Biotita xisto turmalinizado no ponto 10- C – Biotita xisto turmalinizado no ponto 9.....25
- Figura 7 -** Pegmatito no ponto 2 rico em malaquita, denotando um aporte de Cu pelo fluido metassomático.25
- Figura 8 -** A e B – Skarn do ponto 6 em contato com mármore apresentando halo de tremolita (Tr) em torno do diopsídio (Dp) feição que indica metassomatismo de difusão entre diopsídio e mármore; B – Tremolitas no skarn em detalhe no ponto 6; C e D – Skarns no ponto 11; E e F – Veios de quartzo cortando skarn alterado configurando estrutura do tipo stockwork no ponto 3; G - Croqui esquemático das figuras E e F onde foi possível observar lente de skarn em contato com xisto, cortado por veios de quartzo configurando estrutura do tipo stockwork; H - Croqui esquemático do ponto 6, onde foi possível observar skarn em contato tanto com o paragneisse quanto com o mármore (mm) mostrado nas figuras A e B.....26
- Figura 9 -** Fotomicrografias em luz transmitida a nicóis paralelos (A; C; E; G; I; K) e nicóis cruzados (B; D; F; H; J; L) do mármore (amostra coletada no ponto 6) de textura grossa, composto principalmente por: A e B – Calcita (Cal); C e D – Muscovita (Ms) deformada; E, F, G e H – Olivinas (Ol) humitizadas; I e J – Tremolita-actinolita (Tr-Act); K e L – Muscovita (Ms).27

- Figura 10 -** Fotomicrografias em luz transmitida a nicóis paralelos (A; C; E) e nicóis cruzados (B; D; F) do paragneisse bandado da Formação Jucurutu (Amostra coletada no ponto 6) composto essencialmente por: A e B – Biotitas (Bt) e titanita (Ttn); C e D – epidoto (Ep) incluso em hornblenda (Hbl); E e F – Hornblendas (Hbl).....29
- Figura 11 -** Fotomicrografias em luz transmitida a nicóis paralelos (A; C; E; G; I; K) e nicóis cruzados (B; D; F; H; J; L) do xisto (amostras coletadas nos pontos 3 e 10) apresentando textura lepidoblástica, com foliação definida pela orientação das biotitas. A e B – biotitas (Bt) com inclusão de zircão (Zr) identificadas através do halopleocroísmo característico; C e D – moscovitas (Ms); E e F – biotitas (Bt) com inclusões de turmalinas (Tur); G e H – Pseudomorfo de cordierita alterada para argilominerais (Arg; antiga cordierita poiquiloblástica) e inclusão de biotita (Bt) dentro da muscovita (Ms); I e J – Granada (Grd) com inclusões de apatita preferencialmente dispostas nos núcleos dos cristais; K e L – Pseudomorfo de cordierita alterada para argilominerais (Arg; antiga cordierita poiquiloblástica).31
- Figura 12 -** Fotomicrografias em luz transmitida a nicóis paralelos (B; C; F; G; I) e nicóis cruzados (D; H; J), e em luz refletida a nicóis paralelos (A; E; K) e nicóis cruzados (L) do xisto (amostras coletadas nos pontos 8 e 9), cuja xistosidade é definida pela textura nematoblástica regida pela orientação dos prismas de turmalina. A – Calcopirita (Ccp); B – Granada (Grd); C e D – Turmalinas (Tur) intersticiais com zonação; E – Hematitas (Hem); F – Biotita turmalinizada (Bt turm); G e H – Turmalinas (Tur) associadas a óxidos + Biotita com turmalinização (Bt Turm) ao longo dos planos de clivagem; I e J – Biotita (Bt) hematitizada (goetitizada ?); K e L – Granada (Grd) oxidada e hematitizada, exibindo microfraturas preenchidas por hematita.33
- Figura 13 -** Fotomicrografias em luz transmitida a nicóis paralelos (A; C) e nicóis cruzados (B; D), e em luz refletida a nicóis paralelos (E; G) e nicóis cruzados (F) do pegmatito (amostra coletada no ponto 2) com granulação grossa típica, comumente fraturado. A e B – Associação clorita (Chl) + muscovita (Ms) + minerais opacos (Opq) + muscovita (Ms); C e D – Associação malaquita (Mlc) + clorita (Chl) + muscovita (Ms); E e F – Pirita (Py) associada à malaquita (Mlc); G – Calcopirita (Ccp).36
- Figura 14 -** Fotomicrografias em luz transmitida a nicóis paralelos (A; C; E; G; I; K; M; O; Q; S; U) e nicóis cruzados (B; D; F; H; J; L; N; P; R; T; V) do skarn (amostra coletada no ponto 6) de granulação média, com micas deformadas ductilmente, composto principalmente por: A e B – Diopsídio (Di) actinolítico (Act); C, D, E e F – Prehnitização (Prh) + cloritização (Chl) no contato mármore/skarn; G e H - Prehnitização (Prh) + cloritização (Chl) associada a actinolítico (Act) no contato mármore/skarn; I, J, K e L –

Diopsídios (Di); M e N – Espinélio (Spl) no contato mármore/skarn + titanita (Ttn), com sericita tardia em vugs e em microfraturas; O e P – Espinélio (Spl) associado à tremolita-actinolita (Tr-Act) no contato mármore/skarn; Q e R – Espinélio (Spl) + olivina (Ol) humitizada + actinolitização (Act) no contato mármore/skarn; S e T – Olivina (Ol) humitizada + actinolitização (Act) + muscovita (Ms) associada à cloritoide (Cld) no contato mármore/skarn; U e V – Muscovita (Ms) no skarn.39

Figura 15 - Fotomicrografias em luz transmitida a nicóis paralelos (A; C; E; G; I; K; M; O; Q; S) e nicóis cruzados (B; D; F; H; J; L; N; P; R; T) do skarn gerado em fraturas do paragnaisse (amostra coletada no ponto 11), composto por: A e B – Actinolitização (Act) + cloritização cloritização (Chl); C e D – Actinolitização (Act); E, F, G e H – Diopsídio (Di); I e J – Óxido primário (Opq) alterado para calcita (Cal) + argilominerais (Arg); K e L – Epidoto (Ep) associado a hornblenda (Hbl); M e N – Malaquita (Mlc) associada a anfibólio (Amp); O e P – Tremolita-actinolita (Tr-Act); Q e R – Prehnitização (Prh) + cloritização (Chl) + titanita (Ttn); S e T – Diopsídio (Di) + hornblenda (Hbl);43

Figura 16 - Fotomicrografias em luz transmitida a nicóis paralelos (A; C; E) e nicóis cruzados (B; D; F) do skarn (amostra coletada no ponto 11), composto por: A, B - Fraturas em diopsídio preenchidas por clorita (Chl) + actinolita (Act) + calcita (Cal); C, D - Saussuritização (Saussu) + hornblendas (Hbl); E, F – Hornblendas (Hbl).....46

Figura 17 - Fotomicrografias do skarn (actinolítico; amostra coletada no ponto 11) sob luz refletida com nicóis paralelos (A; C; E; I) e nicóis cruzados (B; D; F; J), sob transmitida com nicóis paralelos (G) e com nicóis cruzados (H), mostrando as ocorrências de: A, B, C, D - Pirita (Py) substituída por covellita (Cv), e esta para malaquita (Mlc); E e F – Pirita (Py); G, H, I, J – Associação: pseudomorfo de pirita (Py) + covellita (Cv)+ malaquita (Mlc).47

Figura 18 - Fotomicrografias em luz transmitida a nicóis paralelos (A; C; E) e nicóis cruzados (B; D; F), do skarn (amostra coletada no ponto 6) de granulação média, composto majoritariamente por: A e B – Diopsídio (Di) + Quartzo (Qz); C e D – Saussuritização (Saussu); E e F –Hornblenda (Hbl) do paragnaisse se transformando em Diopsídio (Di) no processo de formação do skarn.49

Figura 19 - Fotomicrografias em luz transmitida a nicóis paralelos (A; C; E; G; I; K; M) e nicóis cruzados (B; D; F; H; J; L; N) do skarn (amostra coletada no ponto 3) cortado por veio de quartzo (Qz) exibindo deformação dúctil em micas tardiamente formadas, sendo composto por: A, B – Cloritização (Chl) + prehnitização (Prh) + actinolitização (Act) do veio de quartzo com skarn; C e D – Zoisita-Clinzoisita (Zo); E e F – Cloritização (Chl) +

	prehnitização (Prh) + actinolitização (Act); G, H, I, J – Actinolitização (Act); K, L, M, N - Cloritização (Chl) + prehnitização (Prh) + actinolitização (Act).	50
Figura 20 -	Distribuição da concentração dos elementos maiores dos mármore (amostras 2D e 4A) para elementos maiores. Valores em %.	57
Figura 21 -	Distribuição da concentração dos elementos menores dos mármore (amostras 2D e 4A) para elementos menores. Valores em ppm.	57
Figura 22 -	Distribuição da concentração dos elementos maiores dos xistos (amostras 3A, 3B, 10A, 11G, 11H e 12) para elementos maiores. Valores em %.	59
Figura 23 -	Distribuição da concentração dos elementos menores dos xistos (amostras 3A, 3B, 10A, 11G, 11H e 12) para elementos menores. Valores em ppm.	59
Figura 24 -	Distribuição da concentração dos elementos maiores dos biotita xistos turmalinizados (amostras 9 e 10B) para elementos maiores. Valores em %.	60
Figura 25 -	Distribuição da concentração dos elementos menores dos biotita xistos turmalinizados (amostras 9 e 10B) para elementos menores. Valores em ppm.	61
Figura 26 -	Distribuição da concentração dos elementos maiores do skarn (amostra 11B) para elementos maiores. Valores em %.	62
Figura 27 -	Distribuição da concentração dos elementos menores do skarn (amostra 11B) para elementos menores. Valores em ppm.	62
Figura 28 -	Diagrama representando o balanço de massa utilizando o método de Grant (1986), aplicado à formação dos skarns a partir dos mármore como substrato na Faixa Timbaúba-Malhada Limpa. Reta preta: Reta isocon. Retas cinzas pontilhadas: apresentam uma margem de 10% dos valores da reta isocon para mais e para menos, a fim de delimitar uma região de imobilidade química no sistema, na qual elementos que entram nessa região são considerados imóveis. Reta cinza contínua: Reta de variação de massa igual a zero ($\Delta M = 0$).	65
Figura 29 -	Diagrama representando o balanço de massa utilizando o método de Grant (1986), aplicado à formação dos biotita xistos turmalinizados a partir dos biotita xistos como substrato na Faixa Timbaúba-Malhada Limpa. Reta preta: Reta isocon. Retas cinzas pontilhadas: apresentam uma margem de 10% dos valores da reta isocon para mais e para menos, a fim de delimitar uma região de imobilidade química no sistema, na qual	

elementos que entram nessa região são considerados imóveis. Reta cinza contínua:
 Reta de variação de massa igual a zero ($\Delta M = 0$).66

Figura 30 - Diagramas considerando: A - Temperatura vs. Fugacidade de S_2 para formação de sulfetos; B - Temperatura vs. Fugacidade de S_2 para diferentes tipos de depósitos: Adaptado de Fontboté et al. (2017). Seta indicando o provável sentido de cristalização da covellita a partir da pirita. Significado das abreviações: cv – covellita; dg – digeonita; py – pirita; bn – bornita; cp – calcopirita; po – pirrotita; asp – arsenopirita; lo – loellingita.71

LISTA DE TABELAS

- Tabela 1 -** Paragênese mineral dos skarns descritos na Faixa Timbaúba – Malhada Limpa. Temperaturas de pico metamórfico e metassomatismo estimadas a partir da correlação com as paragêneses minerais estabelecidas por Salim (1993) para os skarn da Mina Brejuí (Currais Novos, RN). Temperaturas de retrometamorfismo e alterações hidrotermais de baixa T estimadas por Lima (1989), Cunha de Souza L. (1996); Luiz-Silva (2000).53
- Tabela 2 -** Concentração dos elementos maiores obtidas por EDXRF dos skarns e rochas encaixantes da Faixa Timbaúba – Malhada Limpa. Valores em % em peso.55
- Tabela 3 -** Concentração normalizada (Total = 100 %) dos elementos maiores obtidas por EDXRF dos skarns e rochas encaixantes da Faixa Timbaúba – Malhada Limpa. Valores em % em peso.55
- Tabela 4 -** Concentração dos elementos menores e traços obtidas por FRXp dos skarns e rochas encaixantes da Faixa Timbaúba – Malhada Limpa. Valores em ppm.56

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	14
2	GEOLOGIA REGIONAL	15
3	MATERIAL E MÉTODOS.....	22
4	RESULTADOS.....	24
4.1	PETROGRAFIA.....	24
4.1.1	Mármore (Formação Jucurutu).....	27
4.1.2	Paragneisse (Formação Jucurutu).....	29
4.1.3	Xisto (Formação Seridó)	30
4.1.4	Pegmatito	35
4.1.5	Skarns	37
4.2	SEQUÊNCIA DE PARAGÊNESE MINERAL DOS SKARNS FACE AOS EVENTOS METAMÓRFICO, METASSOMÁTICO E DE ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL DA ÁREA DE ESTUDO	52
4.3	GEOQUÍMICA DOS SKARNS E DE SEUS SUBSTRATOS	54
4.3.1	Mármore	56
4.3.2	Paragneisse	58
4.3.3	Xistos	58
4.3.4	Skarn (actinolítico) em fraturas nas lentes de mármore em contato com paragneisse.....	61
4.4	BALANÇO QUÍMICO DE MASSA	63
4.4.1	Skarn (actinolítico) em fraturas nas lentes de mármore em contato com paragneisse	64
4.4.2	Biotita xisto turmalinizado	65
5	DISCUSSÃO	67
6	CONCLUSÃO	72
	REFERÊNCIAS.....	73

1 INTRODUÇÃO

É sabida a importância da Faixa Seridó na exploração mineral e, consequentemente, na economia do Nordeste brasileiro há várias décadas. Nela têm-se registros de exploração mineral dos mais diversos tipos, desde garimpos em pegmatitos em busca de gemas preciosas como esmeralda, a depósitos polimetálicos (e.g. W-Mo, Au-Bi-Te...) de interesse industrial. Estas mineralizações estão associadas principalmente a eventos metassomáticos de proporção regional, comumente hospedadas em skarns, classificados a partir dos elementos principais que os compõem (Einaudi et al., 1981; Einaudi & Burt, 1982; Meinert, 1989).

Os skarns são regionalmente classificados como do tipo W-Mo, cujo principal foco desde a década de 1940 (Johnston & Vasconcellos, 1945; Maranhão, 1970; Lima et al., 1980; Salim, 1993; Souza Neto et al., 1999) foi a exploração de W. A Faixa Timbaúba-Malhada Limpa, situada no flanco leste do antifórme que constitui a Serra das Umburanas (quartzito da Formação Equador), é conhecida desde essa época pelas minas de W-Mo, sendo conhecidas três minas, de sul para norte na faixa: Timbaúba, Umburanas e Malhada Limpa. Na mina de Timbaúba destacam-se os cristais relativamente grandes de molibdenita. No entanto, nesta faixa os skarns destacam-se pela presença de minerais de cobre (malaquita, covellita, calcopirita e calcocita) (Cavalcanti Neto, 2008), sendo pouco estudados e relacionados com a história metassomática da região na literatura prévia.

A análise integrada de dados prévios da literatura sumarizados e dados petrográficos e geoquímicos apresentados neste estudo, realizado nas rochas mineralizadas em Cu da Faixa Timbaúba-Malhada Limpa, tem o intuito de fornecer informações tanto sobre as mineralizações cupríferas, como acerca das implicações geoquímicas dos eventos metassomáticos atuantes na região relacionados a essas e outras mineralizações associadas regionalmente (Cavalcanti Neto, 2008).

2 GEOLOGIA REGIONAL

A Província Borborema (Almeida et al., 1981) corresponde a uma província estrutural resultante da convergência e colisão, há cerca de 600 Ma, entre os crátons do Oeste da África, Congo-São Francisco e Amazônia (Caby et al., 1989; Toteu et al., 2001; Trompette, 1997; Brito Neves et al., 2002; Neves, 2003). Está localizada no nordeste brasileiro e corresponde a uma área de aproximadamente 380.000 Km² que está limitada pelo Cráton São Francisco a sul, Bacia do Parnaíba a oeste, e bacias sedimentares costeiras a leste e norte (Almeida et. al, 1981). Em reconstruções representando a fase pré-drift, a Província seria similar a terrenos Pan-africanos no oeste africano, representando a porção oeste do cinturão que ocupava a parte nordeste de Gondwana (Van Schmus et al., 1995).

Compreende diversas sequências supracrustais paleoproterozoicas metamorfizadas depositadas sobre um embasamento gnáissico-migmatítico, predominantemente paleoproterozoico com pequenos núcleos arqueanos. Sobrepostos a este, tem-se as faixas de dobramentos neoproterozoicas (toniana e ediacarana), constituídas de sequências supracrustais deformadas e metamorfizadas que circundam os complexos gnáissicos (Van Schmus et al., 1995). Por fim, temos a formação de zonas de cisalhamento transcorrentes, com direções predominantes NE-SW (de cinemática dextral e sinistral) e E-W (de cinemática dextral), além de intrusões graníticas neoproterozoicas (Caby, 1989; Bertrand & Jardim de Sá, 1990; Trompette, 1994; Oliveira et al., 2006; Van Schmus et al., 2008).

A Província Borborema é dividida nas subprovíncias sul, transversal e norte (Brito Neves et al., 2000; Van Schmus et al., 2011) (Figura 1), sendo que a área estudada neste trabalho situa-se na subprovíncia Norte.

A Subprovíncia Norte, localizada a norte do Lineamento Patos, é subdividida nos Domínios Rio Grande do Norte, Ceará Central e Médio-Coreaú. Sendo o Domínio Rio Grande do Norte composto pelos maciços São José do Campestre e Rio Piranhas, Complexo Granjeiro, além das Faixas Orós-Jaguaribe e Seridó, sendo esta última o local de interesse deste estudo (Brito Neves, 2000; Van Schmus et al., 2011).

A Faixa Seridó é constituída por uma sequência metassedimentar (Almeida et al., 1981; Santos et al., 2014), neoproterozoica (Van Schmus et al., 2008; Hollanda et al., 2015) limitada a sul pelo Lineamento Patos de direção E-W com cinemática dextral, e a norte pela Bacia Potiguar além de rochas sedimentares e sedimentos fanerozoicos. A leste e a oeste é limitada pelo Complexo Caicó, um embasamento gnáissico paleoproterozoico de 2,4 a 2,1 Ga, com núcleos arqueanos de aproximadamente 3,5 Ga pertencentes ao Maciço São José do Campestre (Dantas et al., 2004; 2013; Hollanda et al., 2011; Velásquez Ruiz et al., 2018) (Figura 2).

O Grupo Seridó é uma sequência supracrustal, representando uma gradação de uma unidade carbonática-psamítica-pelítica proximal (Formação Jucurutu) para uma unidade metaturbidítica distal (Formação Seridó) (Santos et al., 2014; Hollanda et al., 2015), sendo assim dividida em três formações: Jucurutu na base (mica-xistos, paragneisses e lentes de mármore), superposta pela Formação Equador (quartzito e metaconglomerado), seguida pela Formação Seridó (biotita-granada xisto) no topo (Jardim de Sá, 1994; Van Schmus et al., 1995, 2003). Alguns autores afirmam que a Formação Equador poderia estar na base da sequência deste grupo (Hollanda et al., 2015).

Suas estruturas predominantes são zonas de cisalhamento, brasileiras, de direção NE-SW e dobras verticais a inclinadas, com plano axial também na direção NE-SW (Archanjo & Bouchez, 1991; Caby et al., 1995; Araújo et al., 2005; Archanjo et al., 2013). Ambos os tipos de estruturas serviram de condutos permitindo a percolação de fluidos magmáticos ao longo de toda a sequência, gerando, quando interagiram com um substrato quimicamente e fisicamente reativo, litotipos associadas a atividades metassomáticas (eg. Skarns) (Legrand et al., 1991; Archanjo, 1993; Archanjo et al., 1994, 1999; Lima et al., 2000).

A atividade magmática responsável por esse aporte de fluidos está associada à Orogenia Brasileira, evento que afetou a província Borborema em toda sua extensão e foi responsável pelo desenvolvimento de grandes zonas de cisalhamento, com até centenas de quilômetros de extensão, as quais possuem intensa granitogênese associada, e metamorfismo regional / termal que ocorreu associado em condições de baixa a alta temperatura (Bittar, 1999; Leite et al., 2000; Jardim de Sá, 1994; Vauchez et al., 1995). Na Faixa Seridó, o metamorfismo teve seu pico aproximadamente a 560–630°C e 2,7–4,5 kbars (Luiz-Silva, 1995). No entanto, dados geocronológicos em conjunto à geotermobarometria em associações

minerais na auréola de contato do plúton Acari (plúton mais próximo a área de estudo do presente trabalho) demonstraram um pico metamórfico a 630°C e 3,5 kbars em 579–555 Ma (U–Pb), seguido por um resfriamento a 300–400°C por volta de 481 Ma (Ar–Ar; Cunha de Souza, 1996).

Os granitoides são sin a pós-tectônicos à Orogenia Brasileira, apresentando idades entre 610 Ma (U–Pb em zircão; Jardim de Sá, 1994; Jardim de Sá et al., 1999) e 525 Ma (Hollanda et al., 2017). Estudos de susceptibilidade magnética corroboram com o caráter predominantemente sintectônico de vários desses plútons (Archanjo, 1993; Archanjo et al., 1994, 1999; Lima et al., 2000). O período dessa atividade foi dividido recentemente em 3 (três) episódios principais (Hollanda et al., 2017):

- I. Um evento inicial entre 600 e 590 Ma composto por granitos porfiríticos e dioritos, representados pelos plútons Totoró, Cardoso e Serra da Garganta (Archanjo et al., 2013; Hollanda et al., 2015; Nascimento et al., 2015). Têm afinidade shoshonítica a calci-alcalina de alto K.
- II. Segundo evento em 575 Ma, composto por granitos porfiríticos, dioritos, leucogranitos e migmatitos, sendo o batólito Acari o principal representante deste evento. Seus corpos são predominantemente ferrosos, e, assim como no primeiro evento, têm afinidade shoshonítica a calci-alcalina de alto K. Essa semelhança na afinidade geoquímica com plútons do primeiro evento sugere uma fonte similar para ambos.
- III. Finalizando com leucogranitos, biotita granitos e pegmatitos com aproximadamente 525 Ma (Hollanda et al., 2017). O primeiro representado pelo leucogranito Caramuru, enquanto o segundo pelo *stock* Flores (Souza et al., 2016). Apresentam teores de K₂O similares ao segundo evento, porém com valores maiores de SiO₂ (Nascimento et al., 2015).

Quanto aos pegmatitos, cabe se destacar que nas proximidades da Serra das Umburanas apresentam-se, de acordo com sua estrutura interna, homogêneos e heterogêneos (Cavalcanti Neto, 2008), tendo o segundo um relativo maior potencial econômico (Johnston Jr., 1945; Da Silva, 1993).

Aqueles classificados como heterogêneos (zonados), se alojaram ao longo de “*tension gashes*” e outras estruturas de caráter extensional (Araújo et al., 2001), e desenvolvem um ou mais núcleos de quartzo (ou um único núcleo, segmentado). São compostos essencialmente por quartzo de diversos tipos, entre os quais rosa, esbranquiçado a incolor-transparente, com menor quantidade de muscovitas, feldspatos (tanto K-feldspato como plagioclásio), óxido de ferro, além de raros cristais de berilo (Cavalcanti Neto, 2008).

Os pegmatitos do tipo homogêneo, mais antigos, intrudem descontinuidades litológicas e estruturais, como foliações (Araújo et al., 2001). São compostos de K-feldspato (65%), quartzo (20%), muscovita (10%) e traços (5%) de magnetita, turmalina preta, apatita, berilo e columbita-tantalita. Na região de Trigueiro (sul de Carnaúba dos Dantas e Leste de Parelhas) são encontrados os pegmatitos cupríferos (0,18 % – 1,03 % de Cu segundo dados de Chaves, 1947), com Au (194 ppb) + Bi (20 ppm) + Ag (9,6 ppm) (Cavalcanti Neto, 2008).

No tocante aos skarns, regionalmente, se caracterizam por duas paragêneses minerais, sendo uma prógrada e outra retrógrada, esta última resultante de alterações hidrotermais do primeiro, sendo que ambas ocorrem conjuntamente em cada depósito (Salim 1993; Souza Neto et al., 2008).

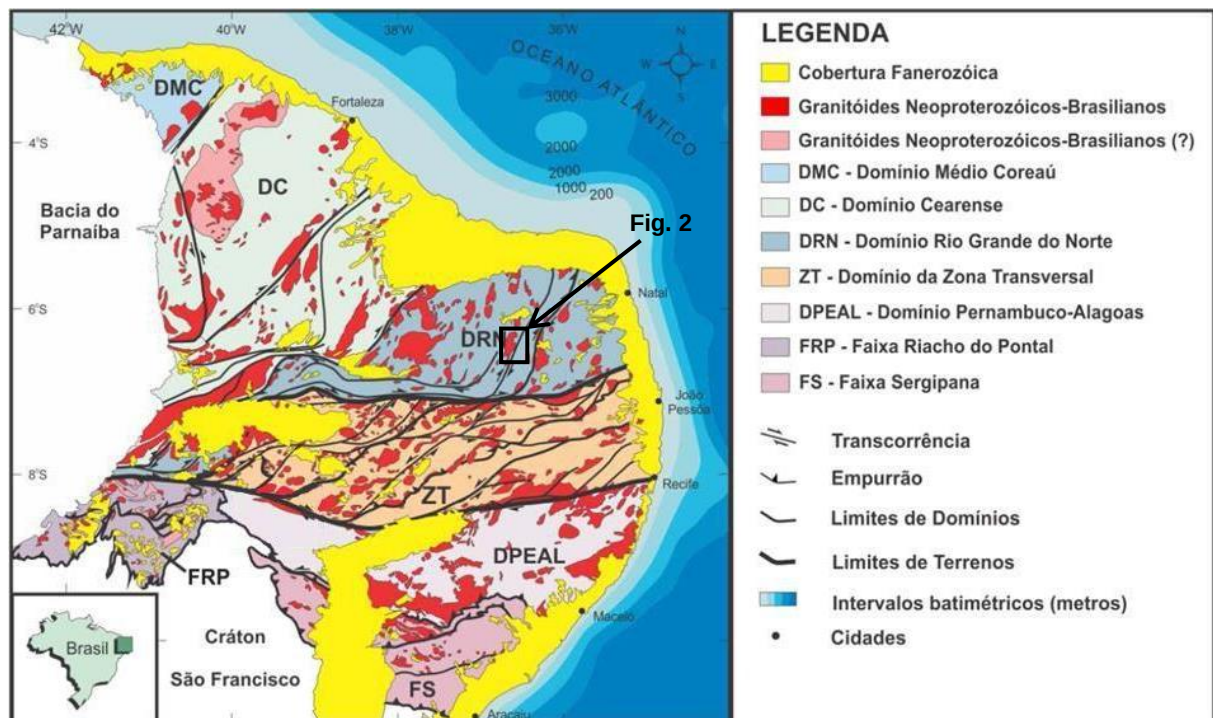
Os skarns prógradados são compostos por bandamentos alternados de hornblenda ± diopsídio-hedenbergita, granada (grossulária) e plagioclásio cálcico. A pressão e temperatura estimadas para seu desenvolvimento foram estabelecidas entre 600°C e 550°C, e 3 kbar, respectivamente (Salim, 1993; Souza Neto et al., 2008).

Os skarns retrógradados são porosos e exibem uma associação mineral diversificada incluindo escapolita-vesuvianita, epidoto-prehnita e zeolita (chabazita e stilbita) associados com sericita, clorita, calcita, clinozoisita e quartzo. Estudos de inclusões fluidas estimaram as condições de temperatura e pressão da escapolita-vesuvianita em 450°C e 380°C e 2 kbar respectivamente, enquanto nas associações minerais de mais baixa temperatura (zeólitas) em 300°C e 0,6 kbar (Salim, 1993).

Regionalmente, na maioria dos casos, ocorrem no contato entre mármore e xistos (ou gnaisses), mas podem ocorrer localmente também dentro dos mármore, xistos e gnaisses, ou dentro das rochas ígneas correlatas (endoskarns; e.g., Bodó e Itajubatiba) (Souza Neto et al., 2008).

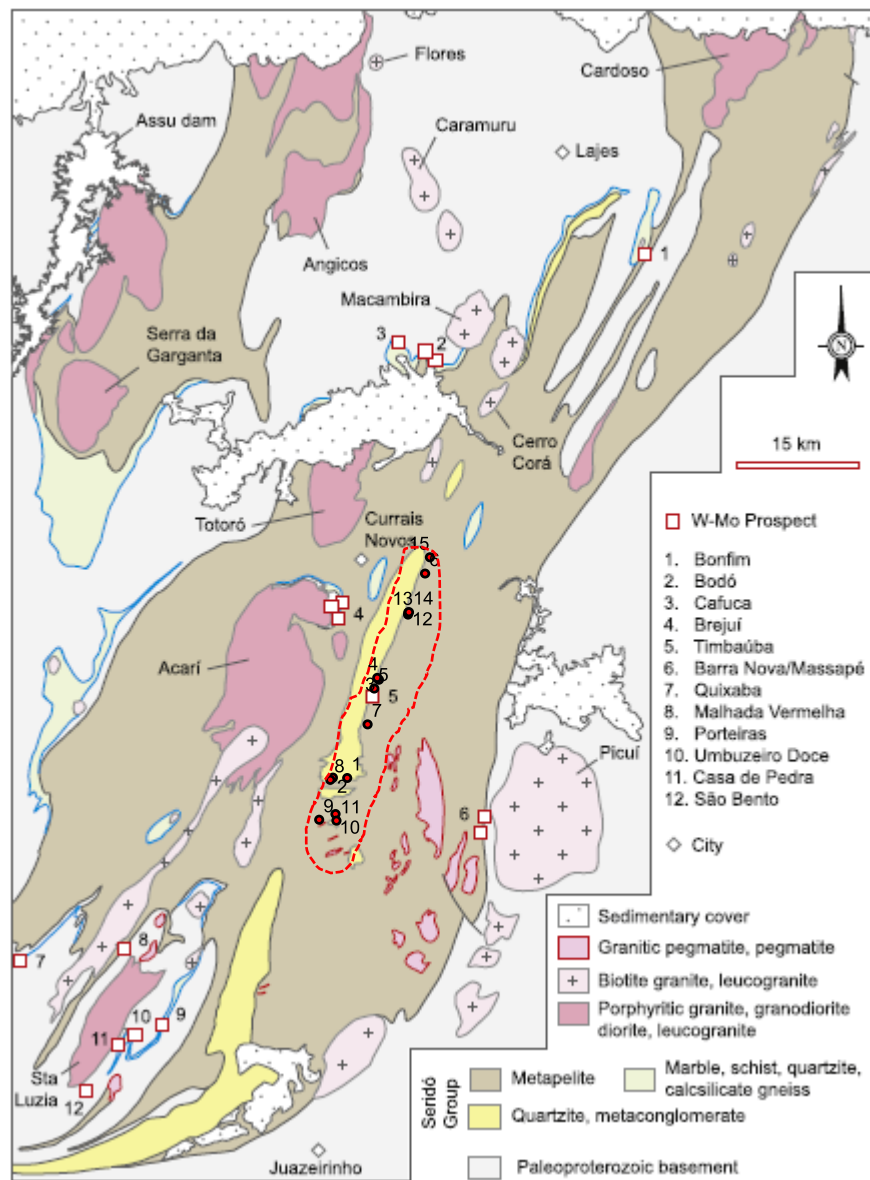
Já os Skarns que ocorrem na Faixa Timbaúba-Malhada Limpa destacam-se regionalmente pela diversidade e maior quantidade de minerais de cobre (malaquita, covellita, calcopirita e calcocita), imprimindo à rocha a tonalidade esverdeada, além de outros tons de verde habituais devido à presença de minerais como diopsídio e epidoto (Cavalcanti Neto, 2008). Essa anomalia de Cu é similar ao que registram os pegmatitos dessa mesma porção da Faixa Seridó. Importante se destacar também que os skarns dessa faixa são classificados como W-Mo, possuindo minas (de norte para sul, respectivamente: Timbaúba, Umburana e Malhada Limpa) desativadas que exploraram esses metais.

Figura 1: Mapa geológico simplificado da Província Borborema, mostra retângulo preto referente à Faixa Seridó, representando a localização da figura 2.



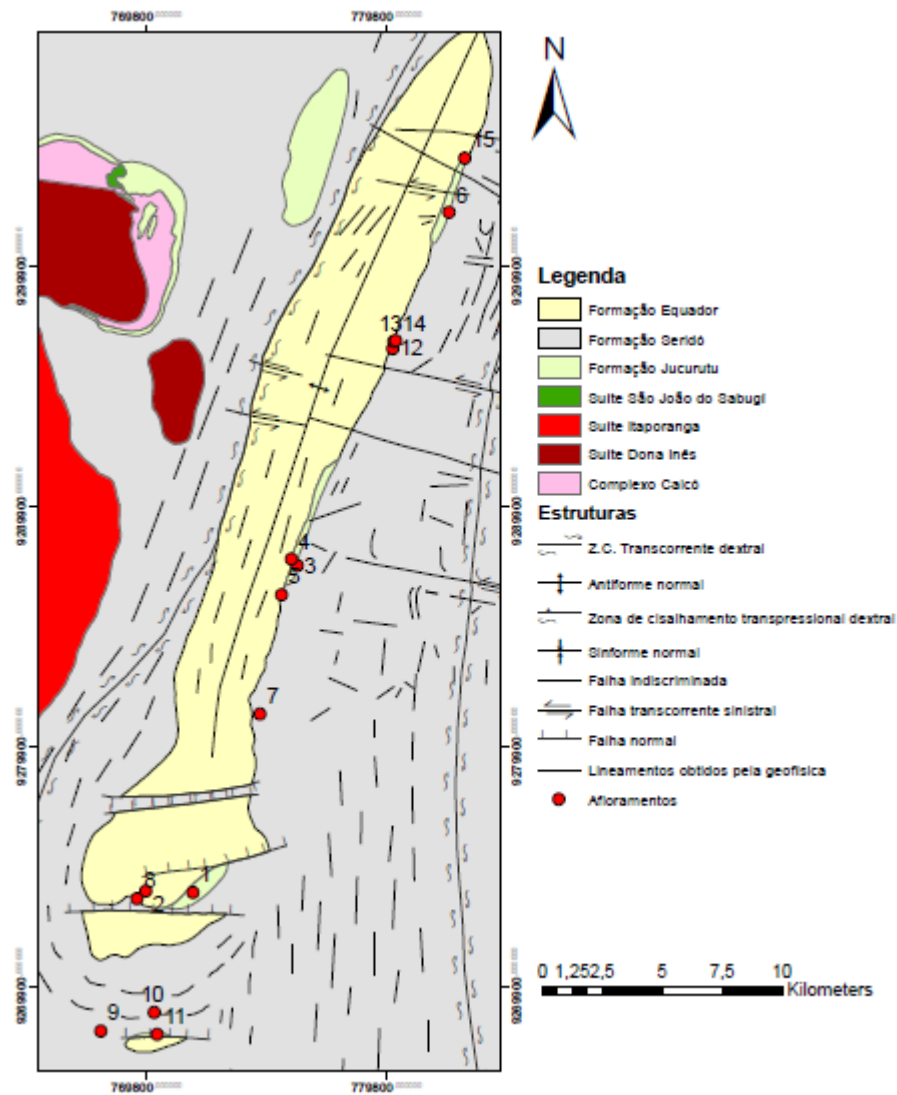
Modificada de Medeiros (2004)

Figura 2: Esboço geológico da Faixa Seridó com localização dos afloramentos visitados identificados com pontos vermelhos, inseridos dentro da denominada faixa cuprífera (Timbaúba-Malhada Limpa), marcada em linha tracejada.



Modificado de Holanda et al. (2017)

Figura 3 – Mapa geológico da área estudada com identificação dos afloramentos e litologias associadas ao estudo



Fonte: O autor, 2021.

3 MATERIAL E MÉTODOS

O trabalho foi realizado em diversas etapas, partindo da revisão bibliográfica realizada desde a preparação do projeto de dissertação até o presente momento, necessária para o prosseguimento adequado da pesquisa a partir de conhecimentos previamente estabelecidos. Essa etapa foi essencial, dentre outras questões, para confecção de um pré-mapa e planejamento da etapa de campo, realizada no mês de fevereiro de 2020.

A etapa de campo, ocorrida na região entre os municípios de Picuí e Frei Martinho-PB e Carnaúba dos Dantas e Currais Novos-RN, visou o conhecimento geológico da região da Serra das Umburanas, caracterizada por uma dobra do tipo antiforme. Além disso, outro objetivo fundamental para o andamento do trabalho foi a coleta de amostras representativas dos Skarns e suas rochas encaixantes, tanto para confecção de lâminas petrográficas quanto para análises geoquímicas (elementos maiores, alguns elementos menores e traço envolvidos nas potenciais mineralizações da área como Cu, Cr, Bi e Te, além dos Elementos Terra Raras (ETR).

Após a descrição macroscópica das amostras coletadas, foram confeccionadas 20 lâminas petrográficas, dentre elas 9 polidas, pelo laboratório GEOLAB – Soluções em Geologia.

Quanto às amostras para geoquímica, sendo a geoquímica de rocha total escolhida como o método mais indicado para as informações que buscamos, foram preparadas utilizando inicialmente britadores pertencentes ao laboratório NEGLABISE da UFPE. Posteriormente as amostras submetidas ao processo de quarteamento e moagem manual utilizando pistilo e mortar de ágata, a fim de evitar contaminações, principalmente de elementos como tungstênio (W) e cromo (Cr), elementos que costumeiramente compõem a liga metálica dos moinhos.

As descrições petrográficas foram realizadas utilizando-se microscópios pertencentes aos laboratórios de petrografia do Departamento de Geologia do CTG e também do LGAPE-LITPEG, onde foram obtidas as fotomicrografias dos aspectos petrográficos mais importantes.

As análises geoquímicas foram feitas em parceria com o CRCN-CNEN, utilizando-se o método EDXRF (Espectrômetro de Florescência de raio X por energia dispersiva), modelo Shimadzu EDX-720. Complementarmente utilizou-se o FXRp (Espectrômetro por Fluorescência de raio X portátil), modelo Niton XL3t 950

GOLDD, pertencente ao LGAPE-LITPEG para detecção de determinados elementos como Cu e Cr, metais de interesse da pesquisa, e que não puderam ser detectados por EDX por conta da ausência de padrões específicos para estes metais. A intenção inicial era de se utilizar o ICP-MS em conjunto com Absorção Atômica no laboratório do CRCN-CNEN, este para detecção de determinados elementos (Cr e Cu, por exemplo), no entanto não foi possível devido a problemas em equipamentos do laboratório.

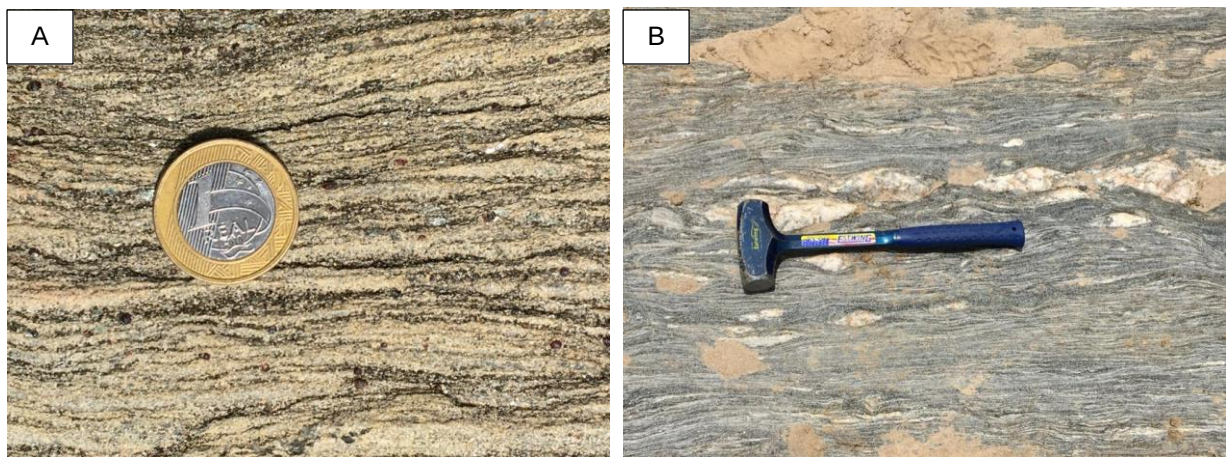
Por fim, a última etapa consistiu na compilação dos dados da literatura e sua análise conjunta com dados provenientes desta pesquisa, resultando em discussões e conclusões do trabalho realizado.

4 RESULTADOS

4.1 PETROGRAFIA

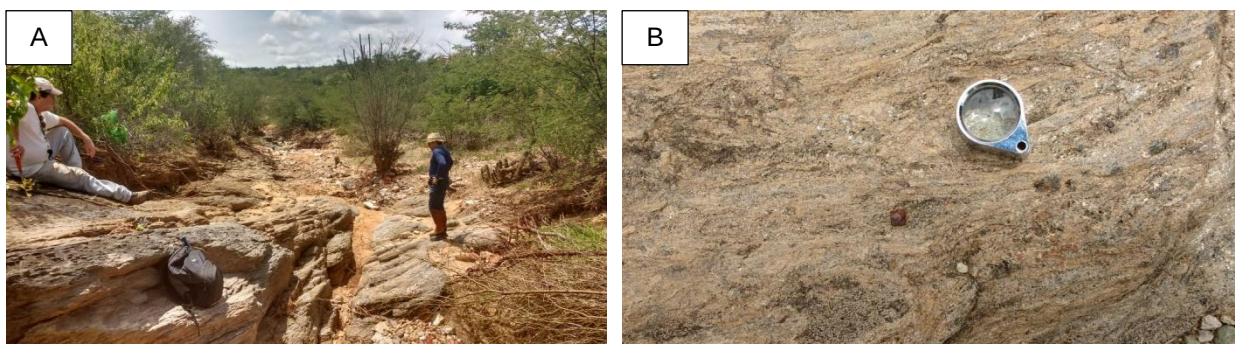
Os afloramentos visitados no flanco leste e a sul da Serra das Umburanas, os quais incluem aqueles nas três principais minas de scheelita desta porção da Faixa Seridó, que estão desativadas e são, de norte para sul, Timbaúba, Umburana e Malhada Limpa. O que foi observado nestes afloramentos indicou uma oscilação litológica comum mencionada por Jardim de Sá (1994) e Van Schmus et al. (1995), sendo observados, da base para o topo: paragneisses, mármore e skarns associados à Formação Jucurutu, além de quartzitos referentes à Formação Equador e xistos designados à Formação Seridó, ocorrendo por vezes uma oscilação entre a Formação Jucurutu e Seridó. Dentro dessas litologias, ocorrem algumas especificidades como xistos intensamente turmalinizados e variações composicionais dos skarns que aqui serão também apresentados em cada grupo destas rochas.

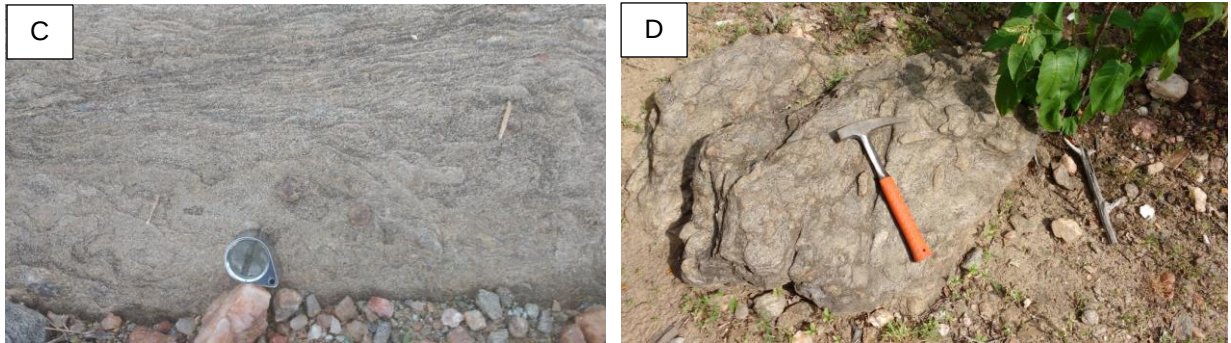
Figura 4: A - Paragneisses da Formação Jucurutu; B - Paragneisse milonitizado. Fotos obtidas no ponto 6.



Fonte: O autor, 2021

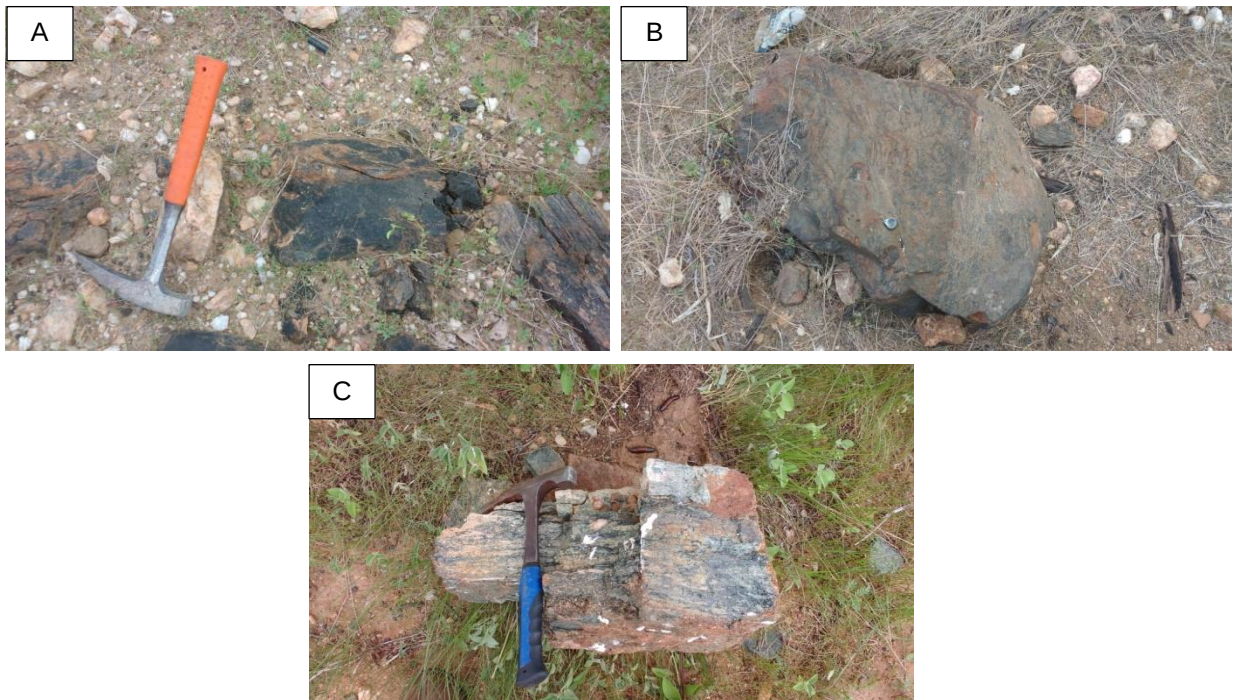
Figura 5: A – Biotita Xisto no ponto 7; B e C – Granada biotita xisto no ponto 3; D – Cordierita biotita xisto no ponto 3.





Fonte: O autor, 2021.

Figura 6: A – Veio pegmatítico cortando o biotita xisto turmalinizado no ponto 10; B Biotita xisto turmalinizado no ponto 10- C – Biotita xisto turmalinizado no ponto 9.



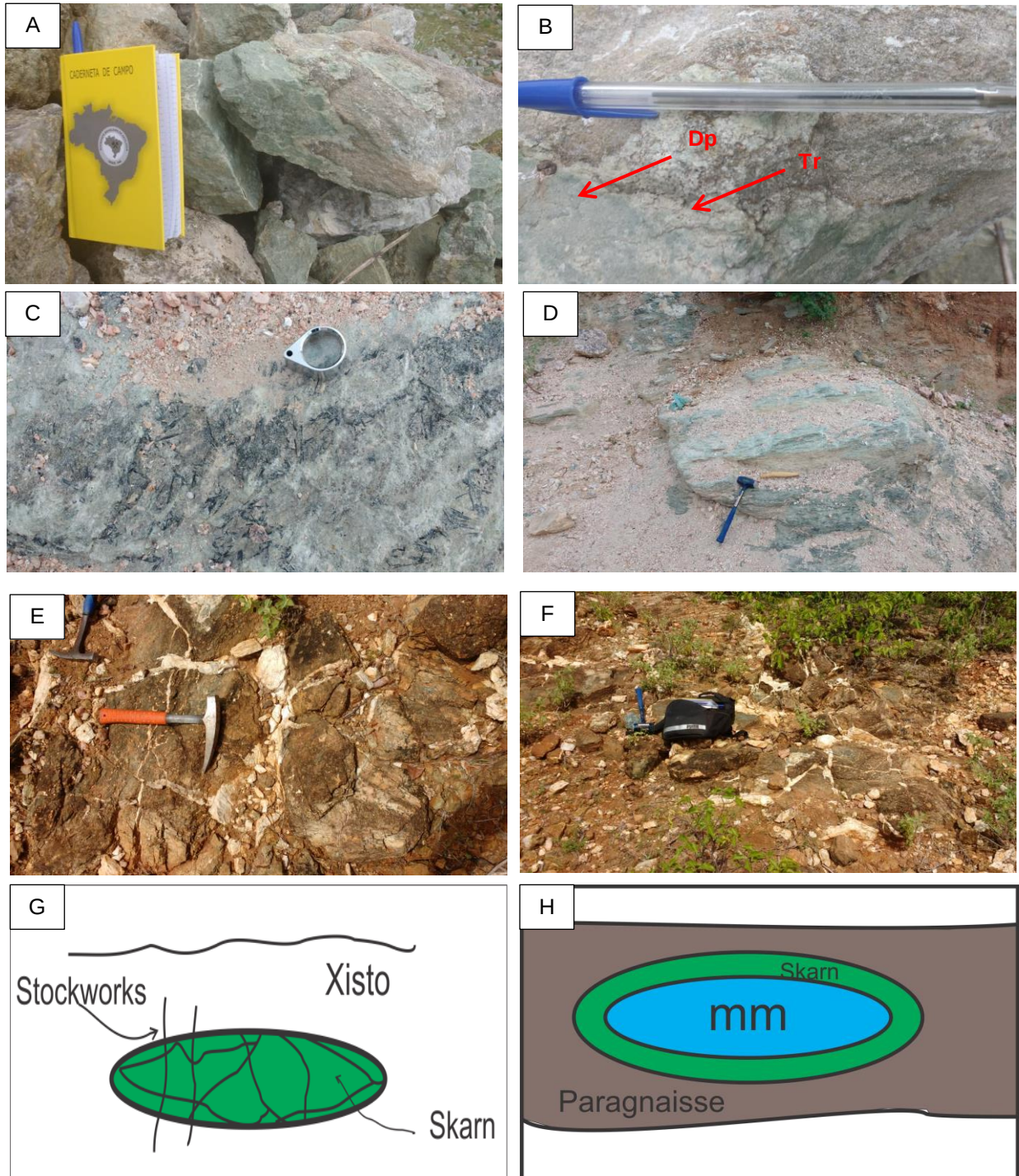
Fonte: O autor, 2021.

Figura 7: Pegmatito no ponto 2 rico em malaquita, denotando um aporte de Cu pelo fluido metassomático.



Fonte: O autor, 2021.

Figura 8: A e B – Skarn do ponto 6 em contato com mármore apresentando halo de tremolita (Tr) em torno do diopsídio (Dp) feição que indica metassomatismo de difusão entre diopsídio e mármore; B – Tremolitas no skarn em detalhe no ponto 6; C e D – Skarns no ponto 11; E e F – Veios de quartzo cortando skarn alterado configurando estrutura do tipo stockwork no ponto 3; G - Croqui esquemático das figuras E e F onde foi possível observar lente de skarn em contato com xisto, cortado por veios de quartzo configurando estrutura do tipo stockwork; H - Croqui esquemático do ponto 6, onde foi possível observar skarn em contato tanto com o paragnaisse quanto com o mármore (mm) mostrado nas figuras A e B.



Fonte: O autor, 2021.

4.1.1 Mármore (Formação Jucurutu)

Os mármore possuem textura grossa, e são compostos principalmente por calcita (85 a 98%), contendo muscovita (8 a 9%), clorita (< 1%) e tremolita-actinolita (< 1%) como principais minerais acessórios. Olivina ocorre em elevada quantidade pontualmente (14%).

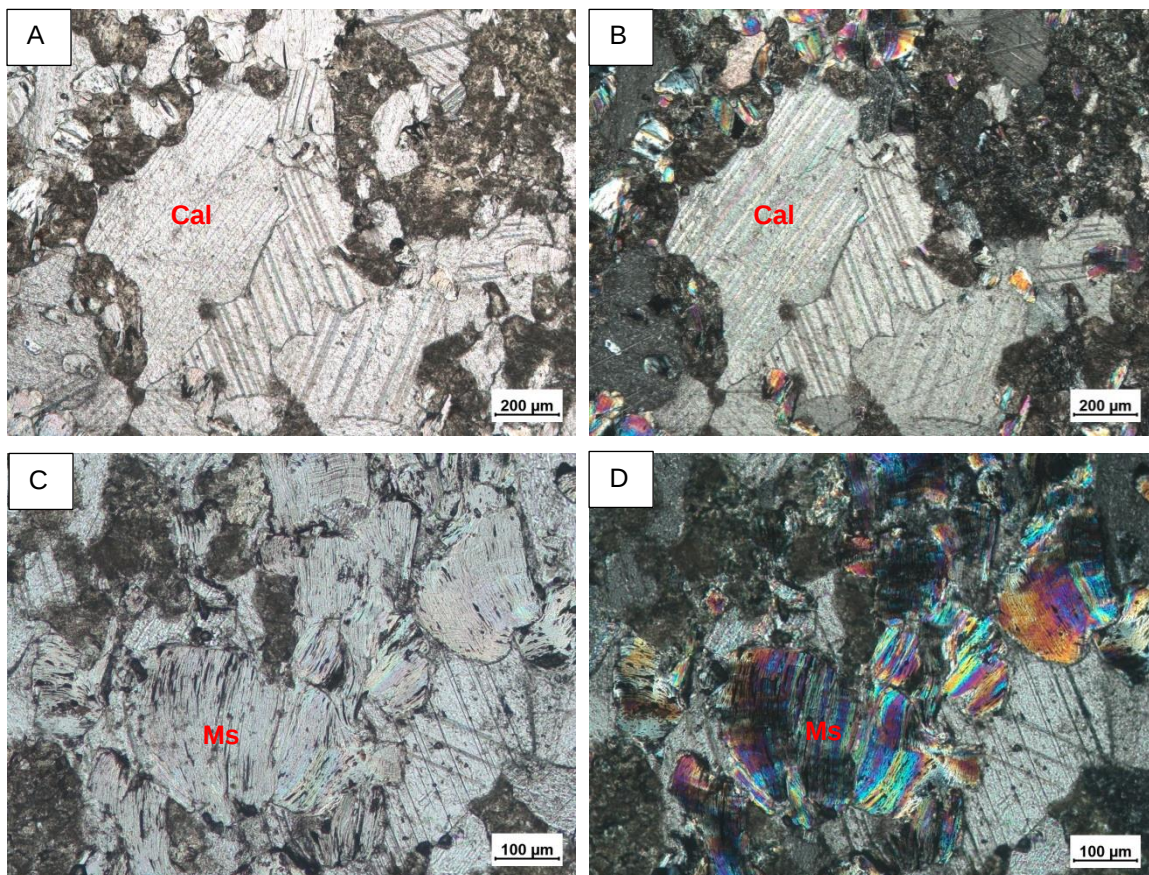
Calcita (Figuras 9A e 9B) possuem forma hipidioblástica a xenoblástica, com raras ocorrências idioblásticas.

Muscovita (Figuras 9K e 9L) ocorre como palhetas hipidioblásticas, ocasionalmente deformadas (Figuras 9C e 9D).

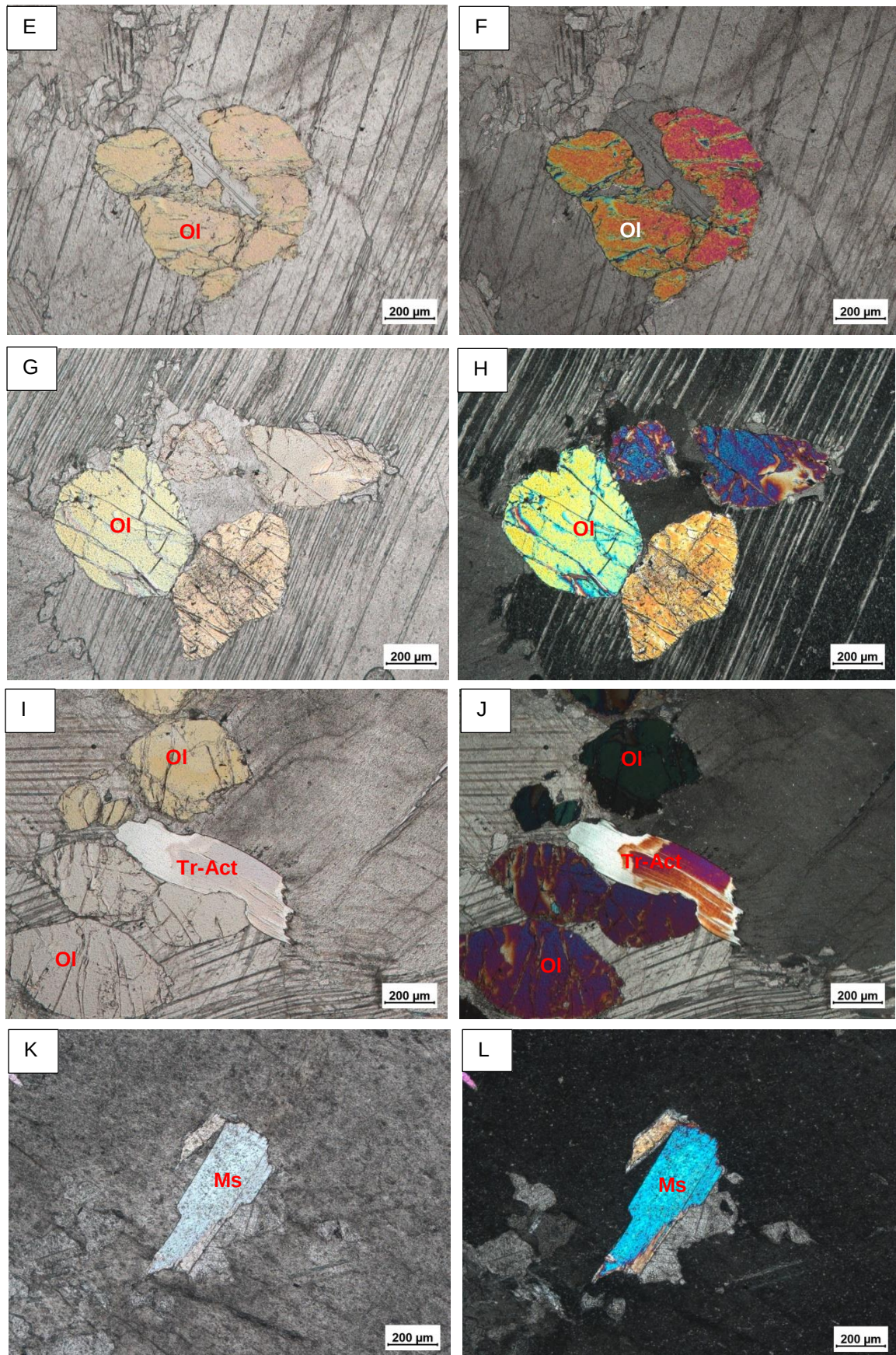
Tremolita-actinolita (Figuras 9I e 9J) ocorre com forma hipidioblástica a xenoblástica.

Olivina possui forma xenoblástica, estando intensamente alterada para humita-clinohumita (Figuras 9E, 9F, 9G e 9H).

Figura 9: Fotomicrografias em luz transmitida a nicóis paralelos (A; C; E; G; I; K) e nicóis cruzados (B; D; F; H; J; L) do mármore (amostra coletada no ponto 6) de textura grossa, composto principalmente por: A e B – Calcita (Cal); C e D – Muscovita (Ms) deformada; E, F, G e H – Olivinas (Ol) humitizadas; I e J – Tremolita-actinolita (Tr-Act); K e L – Muscovita (Ms).



Fonte: O autor, 2021.



Fonte: O autor, 2021.

4.1.2 Paragnaisse (Formação Jucurutu)

Composto principalmente por quartzo (55%) e microclina (4%) na banda majoritariamente félsica, hornblenda (32%) e biotita (7%) em seus bandamento majoritariamente máfico, possuindo titanita (1%), clorita (< 1%) e minerais opacos (< 1%) como principais minerais acessórios.

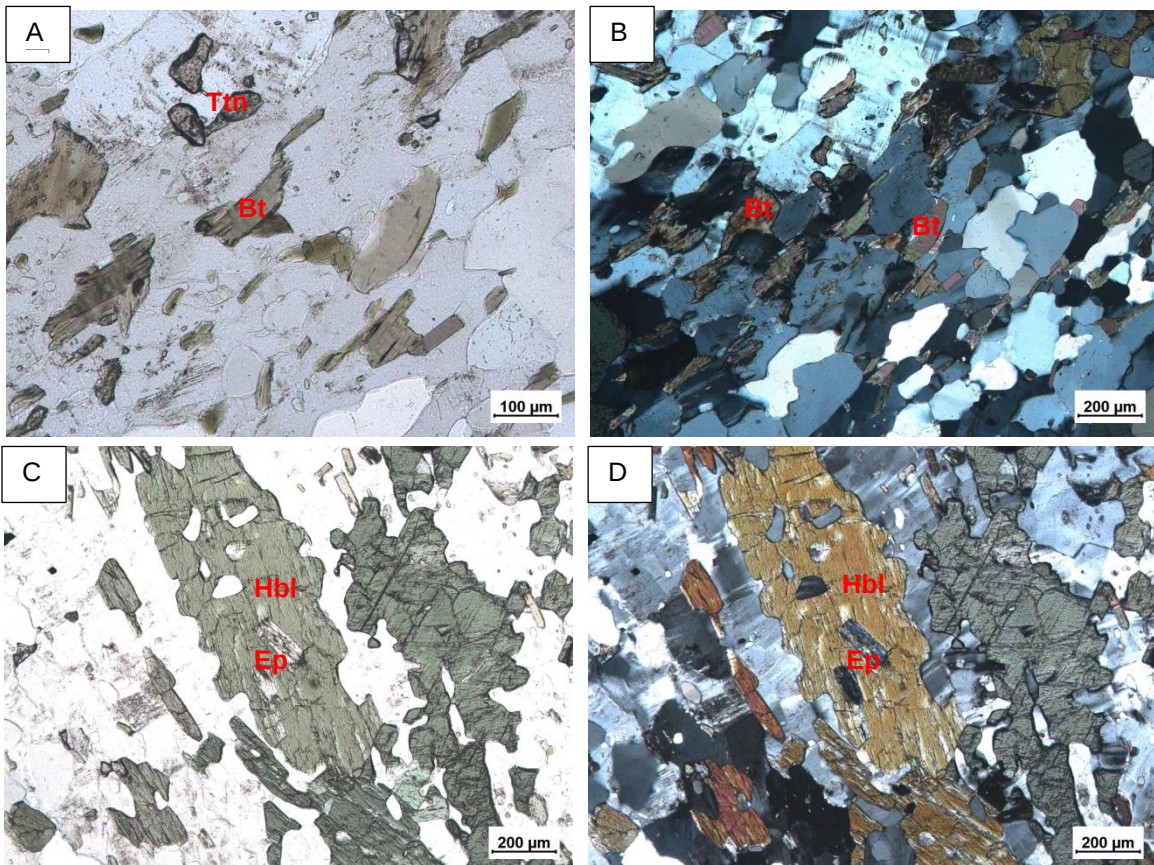
Quartzo apresenta extinção ondulante, com forma xenoblástica.

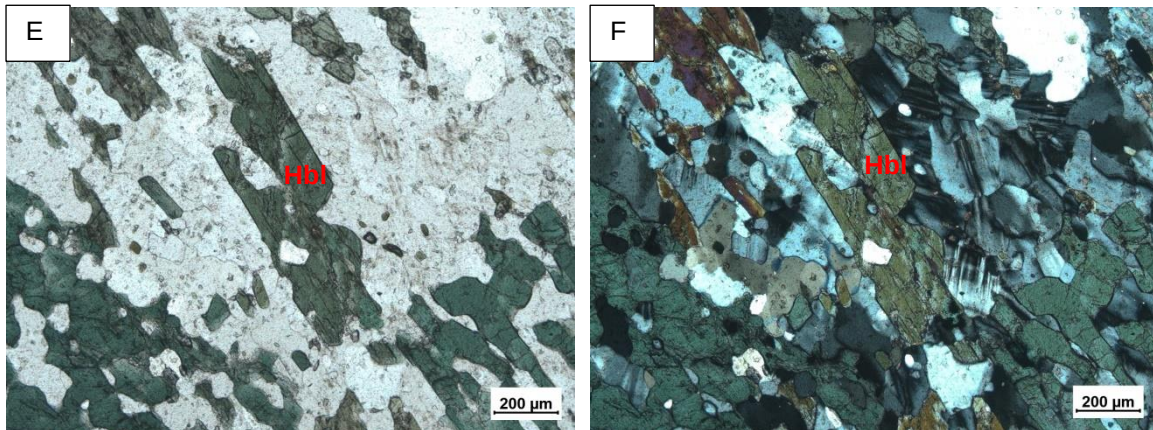
Microclina possui forma xenoblástica a hipidioblástica e apresentam geminação cruzada do tipo periclínio, além de intercrescimentos pertíticos.

Hornblenda (Figura 10E e 10F) possui forma xenoblástica a hipidioblástica, sendo o pleocroísmo mais comum de amarelo a verde. Ocasionalmente apresenta pleocroísmo de amarelo ou verde para verde azulado, semelhante à hastingsita, indicando um possível enriquecimento em Fe.

Biotita (Figura 10A e 10B) possui forma hipidioblástica e pleocroísmo de amarelo pálido a castanho claro. Sua cloritização não é incomum, no entanto esta alteração também é vista associada às hornblendas.

Figura 10: Fotomicrografias em luz transmitida a nicóis paralelos (A; C; E) e nicóis cruzados (B; D; F) do paragnaisse bandado da Formação Jucurutu (Amostra coletada no ponto 6) composto essencialmente por: A e B – Biotitas (Bt) e titanita (Ttn); C e D – epidoto (Ep) incluído em hornblenda (Hbl); E e F – Hornblendas (Hbl).





Fonte: O autor, 2021.

4.1.3 Xisto (Formação Seridó)

São compostos principalmente por quartzo (53 a 59%) e biotita (38 a 42%), tendo muscovita (< 1 a 4%), plagioclásio (1%), zircão (< 1%), turmalina (< 1%) e minerais opacos (< 1%) em menor quantidade. Ocasionalmente granada (< 1 a 2%) e cordierita (< 1%) são observadas. A rocha apresenta textura lepidoblástica (Figura 11A), com foliação definida pela orientação das biotitas, por vezes mais evidente, outras vezes menos. Alteração de cordierita para argilominerais ocorre com frequência (Figuras 11 e 11K).

Biotita apresenta pleocroísmo de amarelo pálido a castanho, possuindo forma hipidioblástica a idioblástica (Figuras 11A e 11E). Ocasionalmente é possível observar alteração de biotita para muscovita e clorita.

Muscovita (Figura 11C) possui forma hipidioblástica a idioblástica, por vezes alterada para clorita devido à sua associação com cristais de pirita (FeS_2).

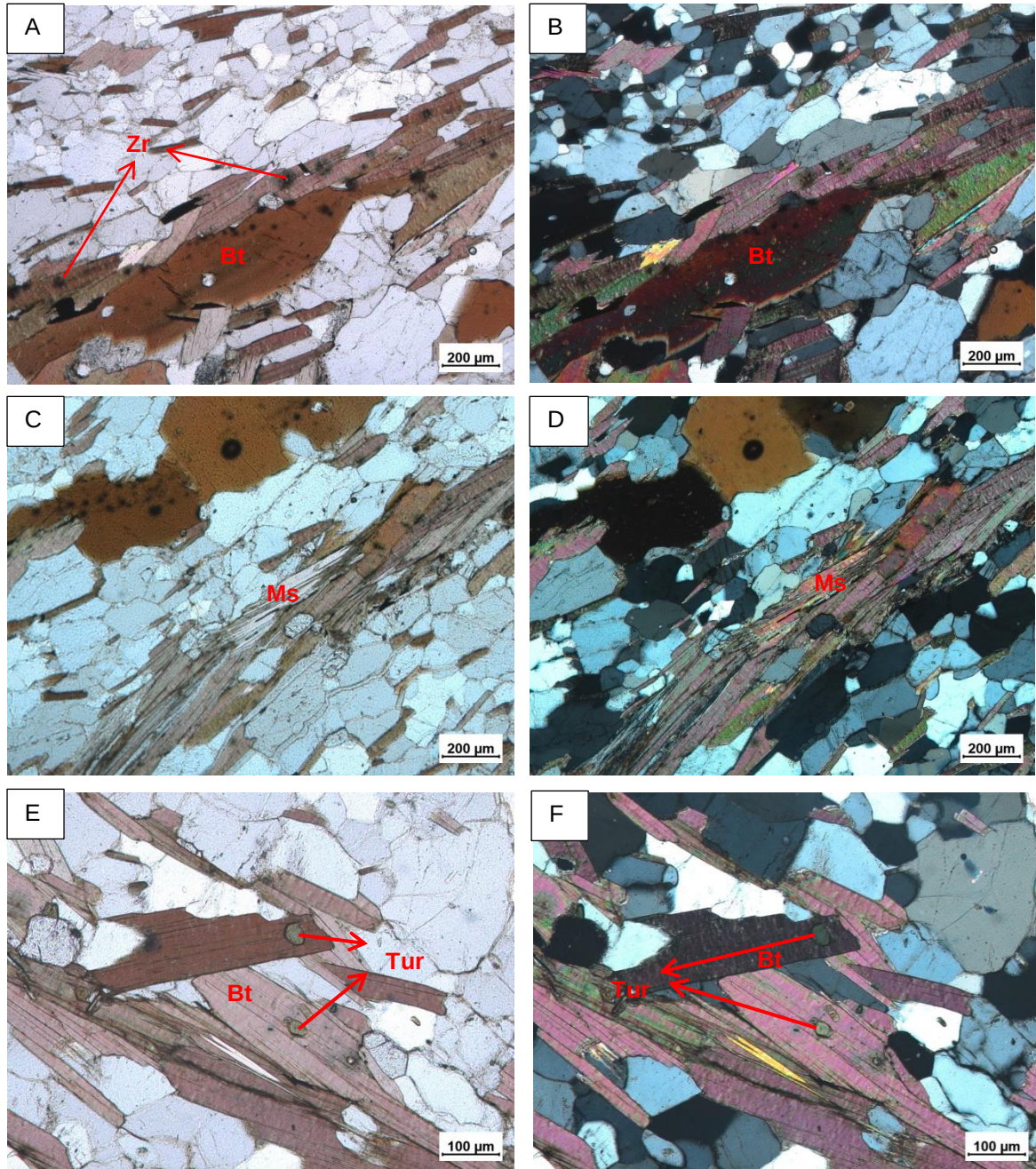
Plagioclásio ocorre em baixa quantidade, com forma hipidioblástica, apresentando sua geminação polissintética característica.

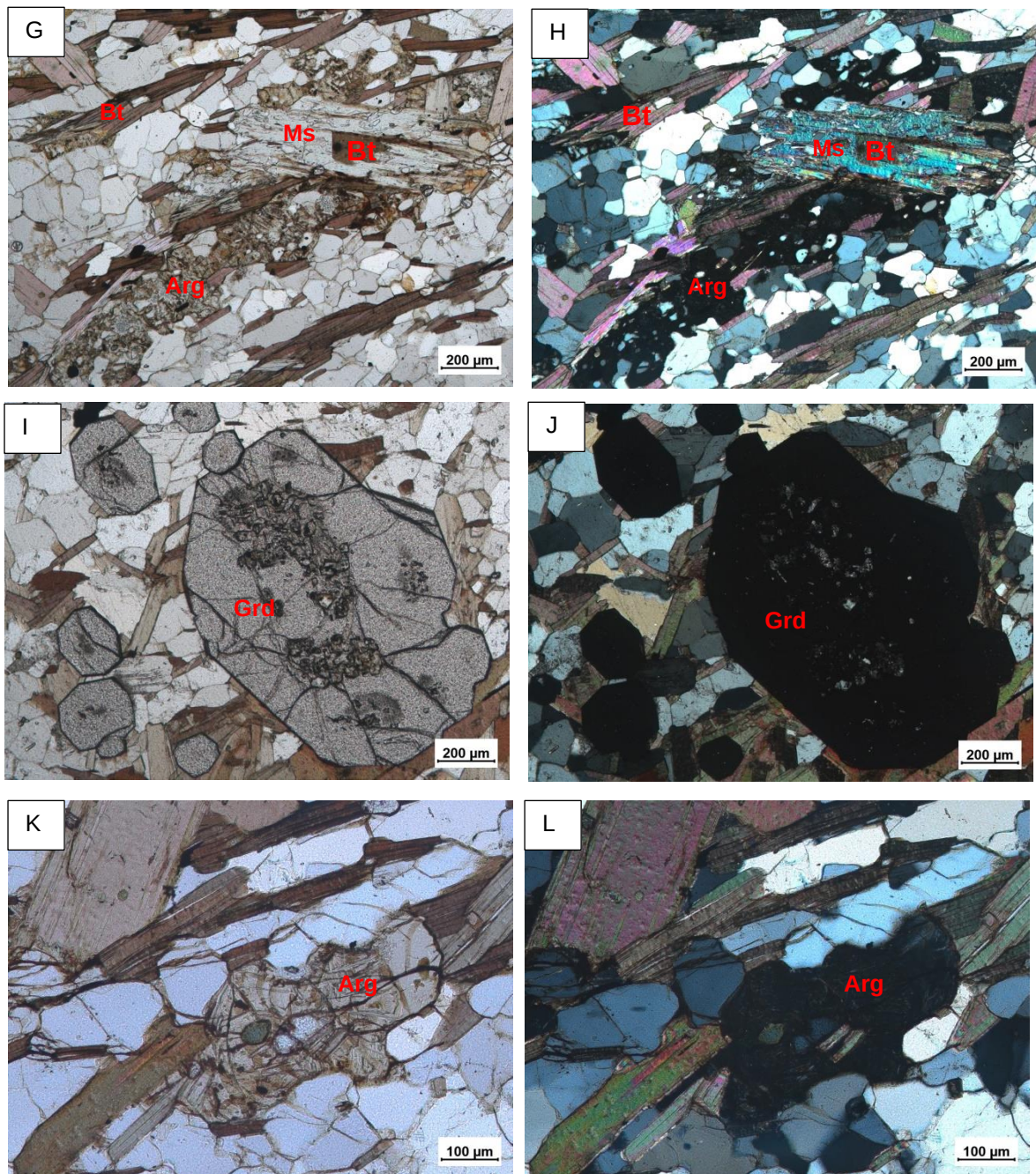
Zircão (Figura 11A) e turmalina (Figura 11E) ocorrem tanto inclusos em biotitas quanto não inclusos, porém neste último caso estão também associados às biotitas.

Minerais opacos ocorrem seguindo a textura lepidoblástica da rocha.

Granada (Figura 11I) e cordierita são presentes em pontos diferentes, de maneira não concomitante, indicando uma variação na fácies metamórfica da rocha.

Figura 11: Fotomicrografias em luz transmitida a nicóis paralelos (A; C; E; G; I; K) e nicóis cruzados (B; D; F; H; J; L) do xisto (amostras coletadas nos pontos 3 e 10) apresentando textura lepidoblástica, com foliação definida pela orientação das biotitas. A e B – biotitas (Bt) com inclusão de zircão (Zr) identificadas através do halopleocroísmo característico; C e D – moscovitas (Ms); E e F – biotitas (Bt) com inclusões de turmalinas (Tur); G e H – Pseudomorfo de cordierita alterada para argilominerais (Arg; antiga cordierita poiquiloblástica) e inclusão de biotita (Bt) dentro da muscovita (Ms); I e J – Granada (Grd) com inclusões de apatita preferencialmente dispostas nos núcleos dos cristais; K e L – Pseudomorfo de cordierita alterada para argilominerais (Arg; antiga cordierita poiquiloblástica).





Fonte: O autor, 2021.

4.1.3.1 Xistos turmalinizados (Formação Seridó)

Compostos majoritariamente por turmalina (44 a 62%) e quartzo (31 a 49%), tendo como principais minerais acessórios hematita (6%), biotita (1%), pirita (1 a 3%), granada (1 a 3%) e calcopirita (< 1%). A rocha possui uma xistosidade definida pela textura nematoblástica regida pela orientação dos prismas de turmalina.

As turmalinas (Figuras 12C e 12D), muitas vezes associadas a óxidos e sulfetos (Figuras 12G e 12H) de Fe como hematita e pirita, possuem forma

preferencialmente hipidioblástica a idioblástica, comumente apresentando zonação de cor.

Quartzo, xenoblásticos a hipidioblásticos, ocasionalmente apresentando extinção ondulante.

Biotita ocorre como palhetas hipidioblásticas, com pleocroísmo de amarelo pálido a castanho, ocasionalmente oxidadas e/ou turmalinizadas (Figuras 12F, 12I e 12J).

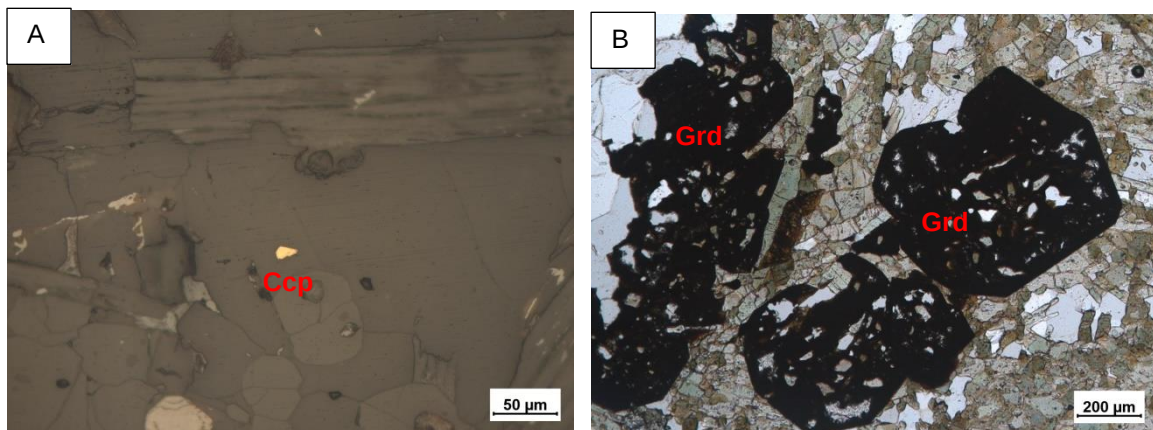
Granada (Figura 12B), hipidioblástica a idioblástica, encontra-se muito alterada para goetita (Figuras 12K e 12L).

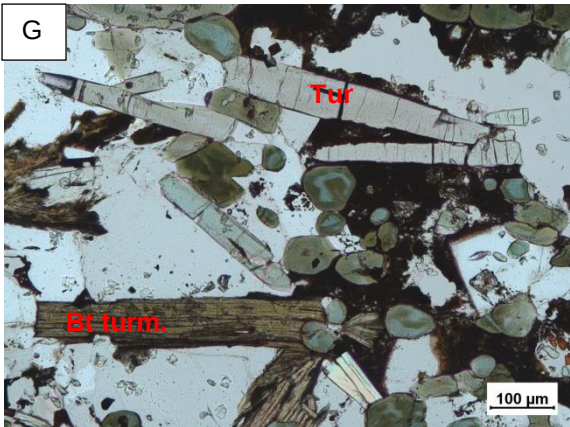
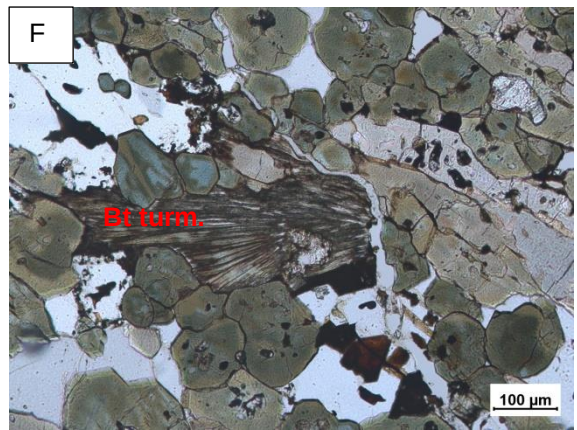
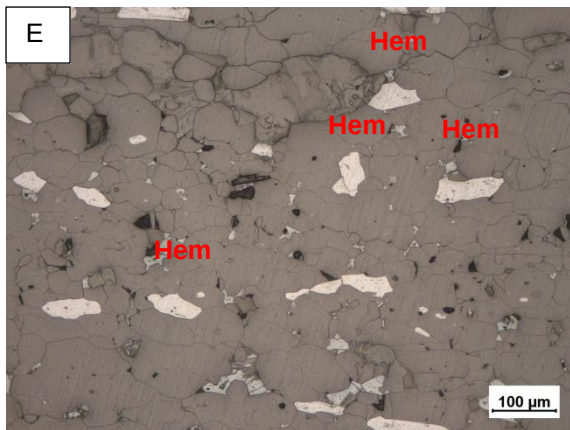
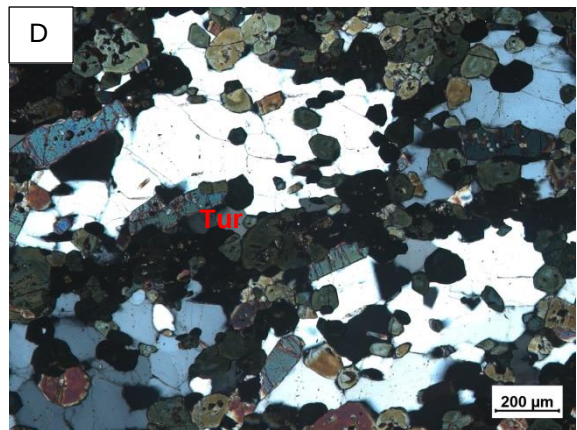
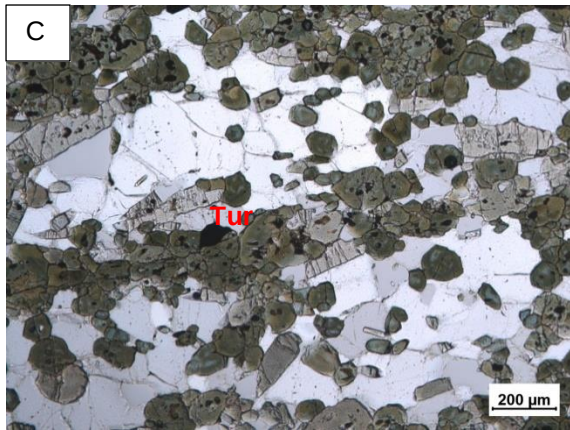
Hematita (Figuras 12E) ocorre com forma xenoblástica, seguindo orientação definida pela turmalinização desenvolvida no xisto.

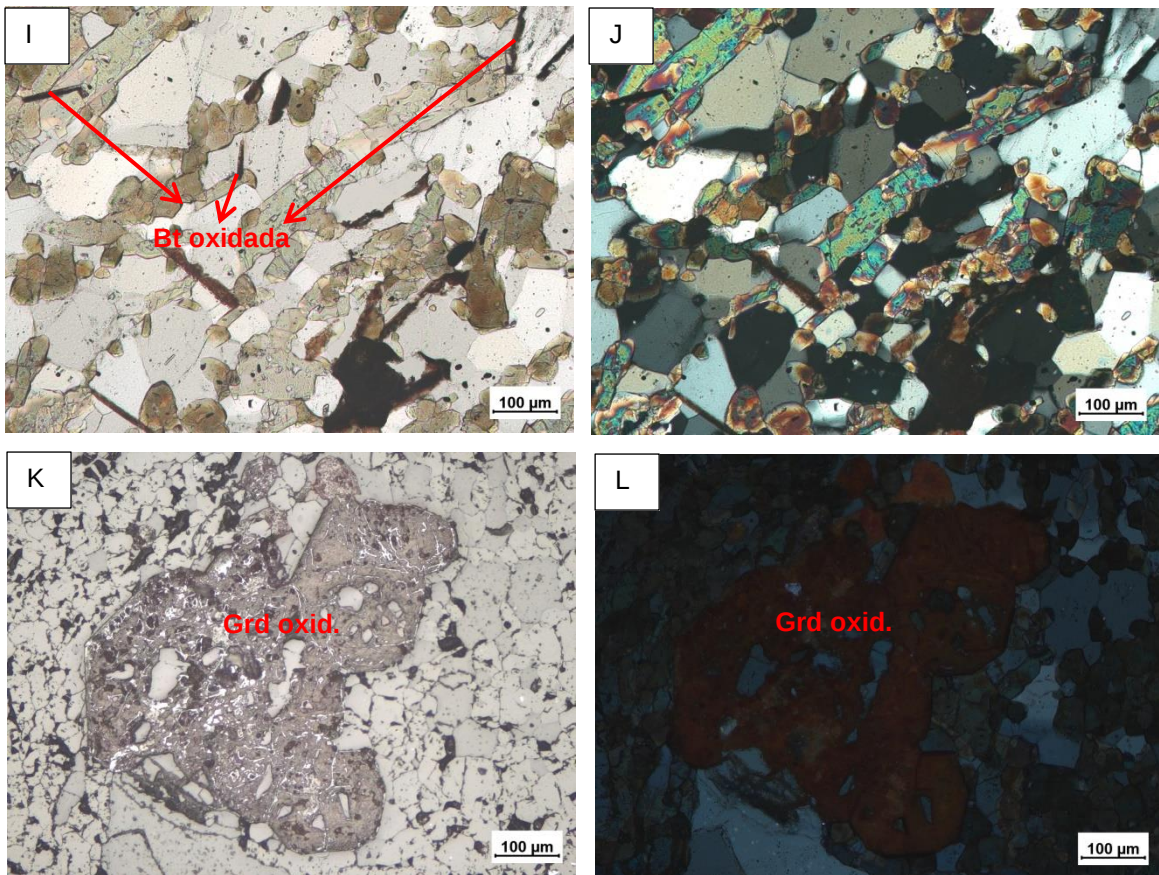
Pirita, xenoblástica a hipidioblástica, ocasionalmente associada a turmalina.

Calcopirita (Figura 12A) ocorre em pequena quantidade, xenoblástica, comumente inclusa em quartzo.

Figura 12: Fotomicrografias em luz transmitida a nicóis paralelos (B; C; F; G; I) e nicóis cruzados (D; H; J), e em luz refletida a nicóis paralelos (A; E; K) e nicóis cruzados (L) do xisto (amostras coletadas nos pontos 8 e 9), cuja xistosidade é definida pela textura nematoblástica regida pela orientação dos prismas de turmalina. A – Calcopirita (Ccp); B – Granada (Grd); C e D – Turmalinas (Tur) intersticiais com zonação; E – Hematitas (Hem); F – Biotita turmalinizada (Bt turm); G e H – Turmalinas (Tur) associadas a óxidos + Biotita com turmalinização (Bt Turm) ao longo dos planos de clivagem; I e J – Biotita (Bt) hematitizada (goetitizada ?); K e L – Granada (Grd) oxidada e hematitizada, exibindo microfraturas preenchidas por hematita.







Fonte: O autor, 2021.

4.1.4 Pegmatito

Essencialmente composto por microclina (96%), com quartzo (2%) e plagioclásio (1%) em menor quantidade. Malaquita (< 1%), muscovita (< 1%), clorita (< 1%), pirita (< 1%), hematita (< 1%) e calcopirita (< 1%) ocorrem como principais minerais acessórios. Classificado como homogêneo, texturalmente apresenta uma granulação muito grossa, típica de pegmatitos, onde suas fraturas são comumente preenchidas por pirita e/ou muscovita.

Microclina possui forma anédrica a subédrica, geminação cruzada do tipo periclínio, além de intercrescimentos pertíticos.

Plagioclásio e quartzo anédricos a subédricos.

Muscovita ocorre com forma subédrica, estando intensamente alterada para clorita e malaquita (Figuras 13A, 13B, 13C, 13D).

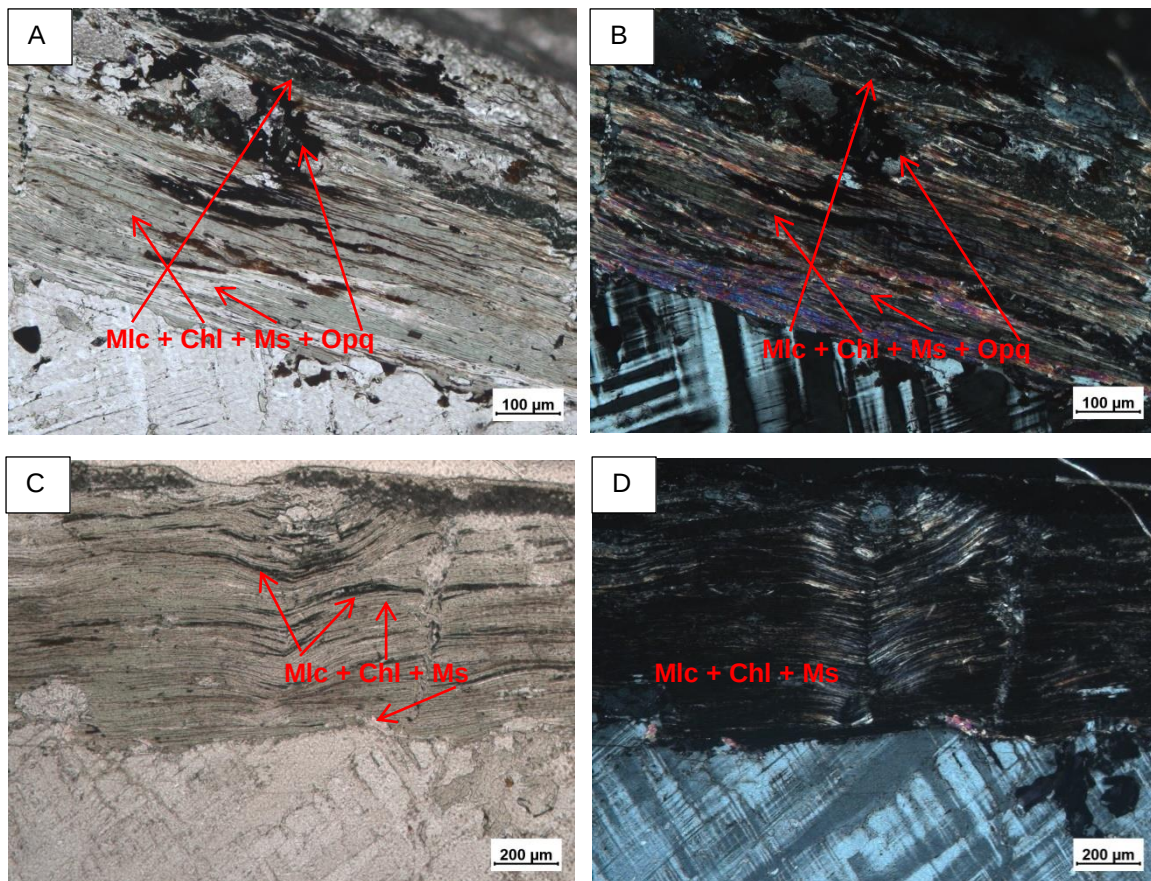
Malaquita apresenta-se como resultado de alteração proveniente da calcopirita. Destaca-se que a calcopirita e a pirita ocorrem habitualmente entre as clivagens da muscovita (Figuras 13E e 13F).

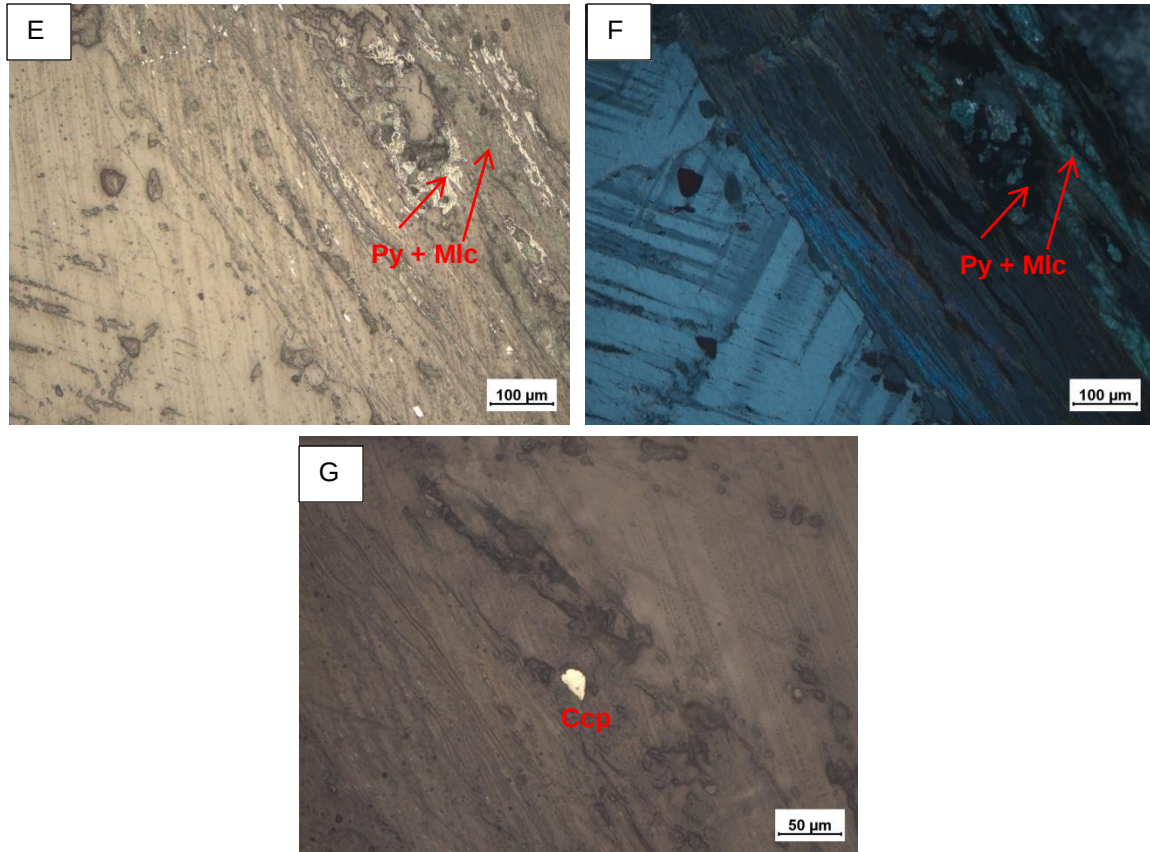
Clorita ocorre com forma subédrica a anédrica como resultado da alteração da associação muscovita + pirita (Figuras 13A e 13C) ou incluída em feldspatos.

Pirita apresenta-se tanto como cristais subédricos a anédricos associada à malaquita (Figuras 13E e 13F), como também preenchendo fraturas conjuntamente à sericita e clorita.

Calcopirita anédrica, ocorre em baixa quantidade, associada à formação da malaquita tardia (Figura 13G).

Figura 13: Fotomicrografias em luz transmitida a nicóis paralelos (A; C) e nicóis cruzados (B; D), e em luz refletida a nicóis paralelos (E; G) e nicóis cruzados (F) do pegmatito (amostra coletada no ponto 2) com granulação grossa típica, comumente fraturado. A e B - Associação clorita (Chl) + muscovita (Ms) + minerais opacos (Opq) + muscovita (Ms); C e D – Associação malaquita (Mlc) + clorita (Chl) + muscovita (Ms); E e F – Pirita (Py) associada à malaquita (Mlc); G – Calcopirita (Ccp).





Fonte: O autor, 2021.

4.1.5 Skarns

A mineralogia e textura dos skarns presentes na região varia de acordo com a litologia que o skarn tem como encaixante (substrato). Na área deste trabalho foram vistos skarns cujos contatos com (em ordem de abundância, do maior para menor): mármore, paragnaisses, xistos e veios de quartzo/pegmatitos foram interpretados a partir de blocos de rochas, nem sempre se encontravam *“in situ”*, visto que muitas vezes estes blocos foram observados em rejeitos de minas desativadas.

A seguir, os skarns encontrados na área estudada são descritos, agrupados pelo tipo de rocha considerada encaixante da formação dos mesmos:

4.1.5.1 Skarn em contato com mármore

Possui estrutura do tipo maciça, granulação média, com feições indicativas de deformação dúctil como deformação de micas, sendo composto principalmente por diopsídio (35 a 95%), calcita (5 a 65%), tremolita-actinolita (1 a 2%), plagioclásio (< 1 a 3%) e muscovita (< 1 a 25%), além de prehnita, sericita e clorita exibindo texturas intersticiais, sendo estas tipicamente tardias.

Diopsídio possui forma xenoblástica a hipidioblástica (Figuras 14I, 14J, 14K e 14L), comumente actinolitizados (Figuras 14A, 14B, 14G e 14H).

Tremolita-actinolita possui forma xenoblástica a hipidioblástica (Figuras 14G, 14H, 14O, 14P, 14Q e 14R).

Calcita (Figuras 14K e 14L) majoritariamente xenoblástico a hipidioblástico, com raras ocorrências de cristais idioblásticos.

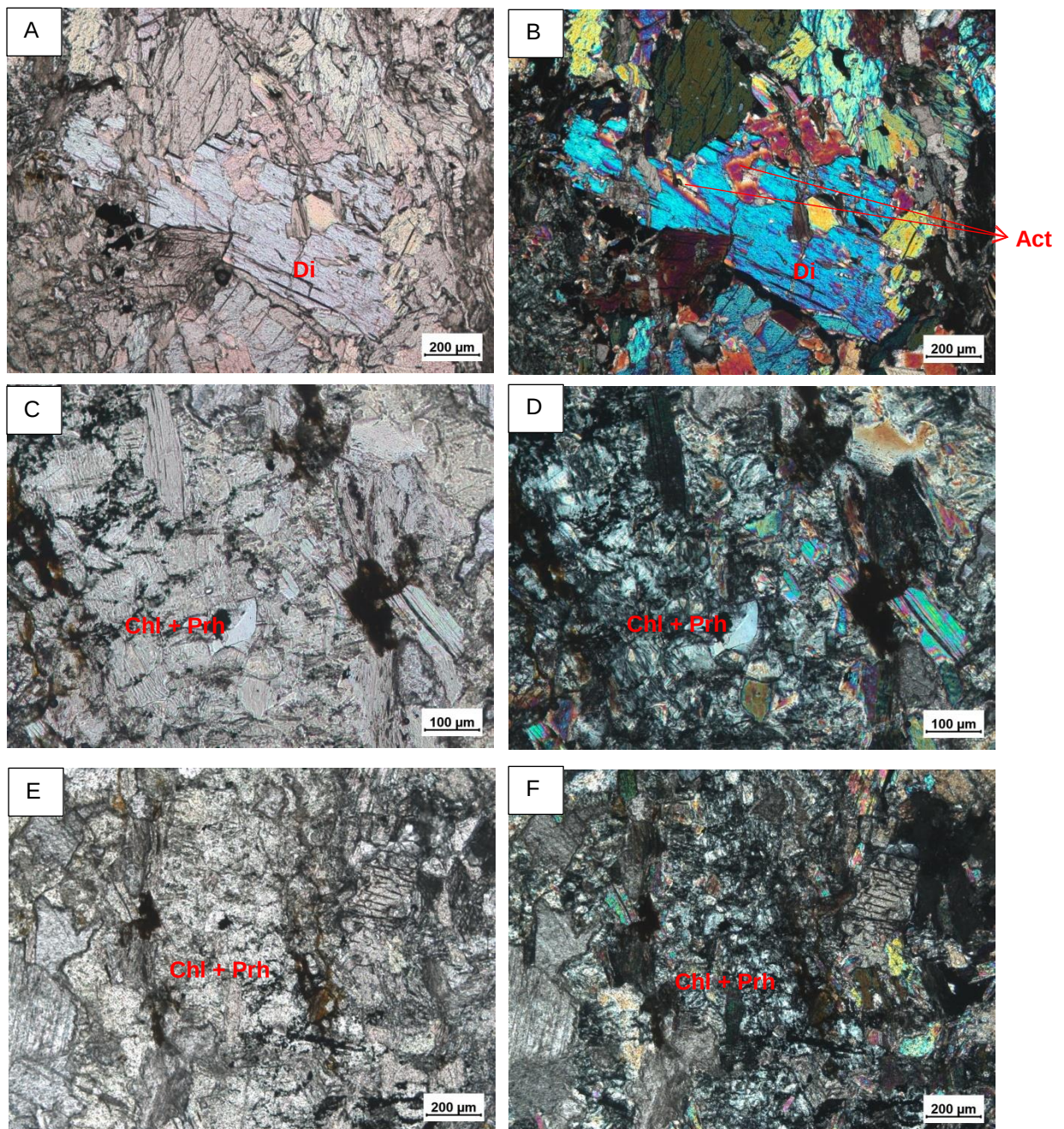
Plagioclásio ocorre em baixa quantidade, com forma xenoblástica a hipidioblástica.

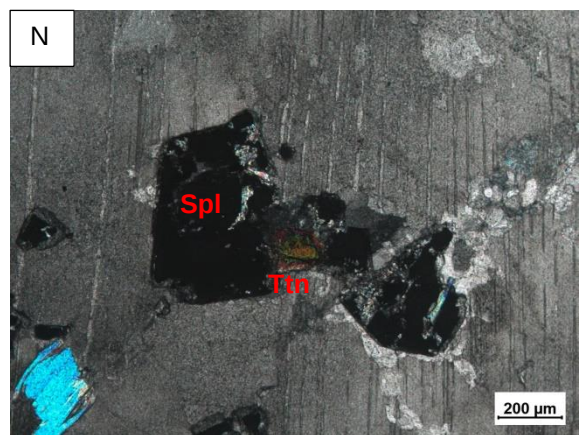
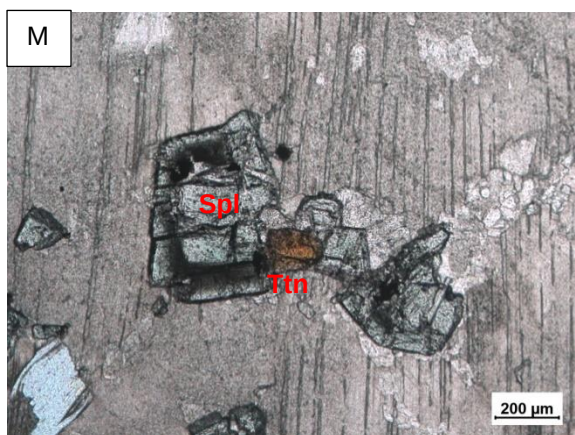
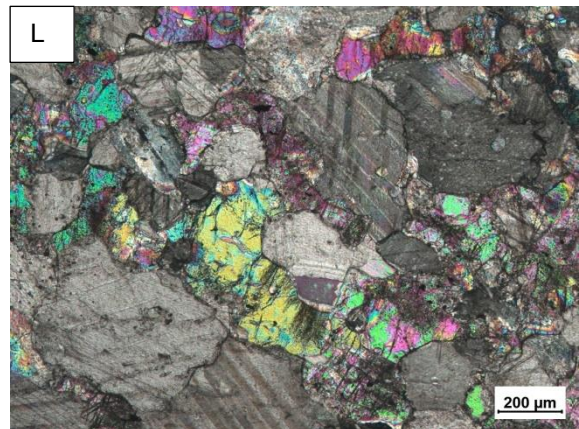
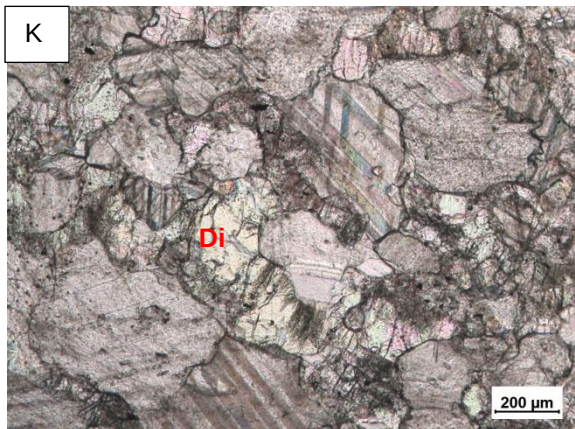
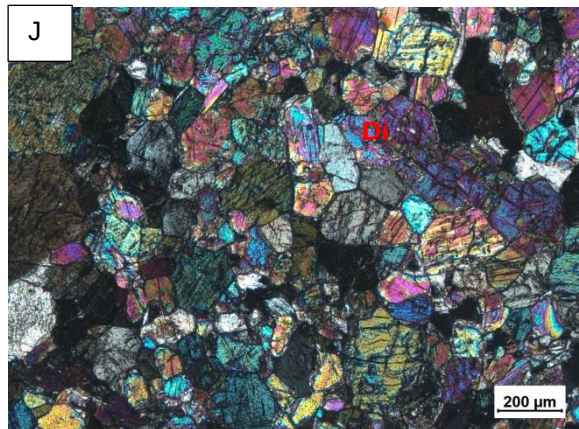
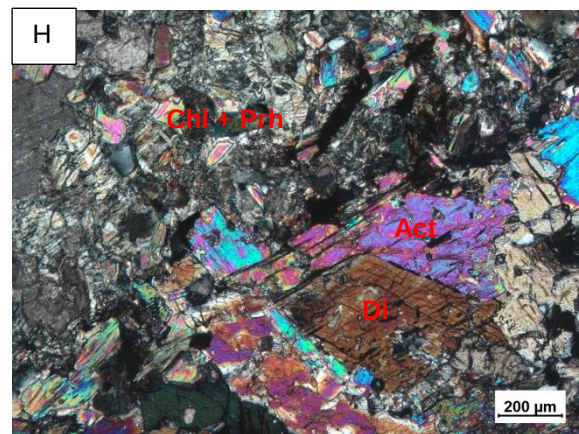
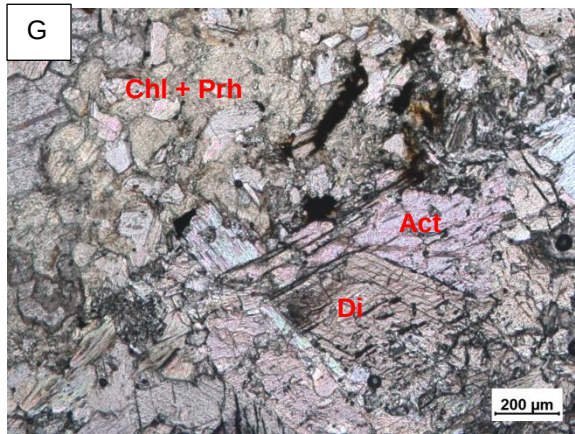
Muscovita possui forma xenoblástica a hipidioblástica, sendo sua presença mais intensa junto a mármore com olivina (Figuras 14U e 14V).

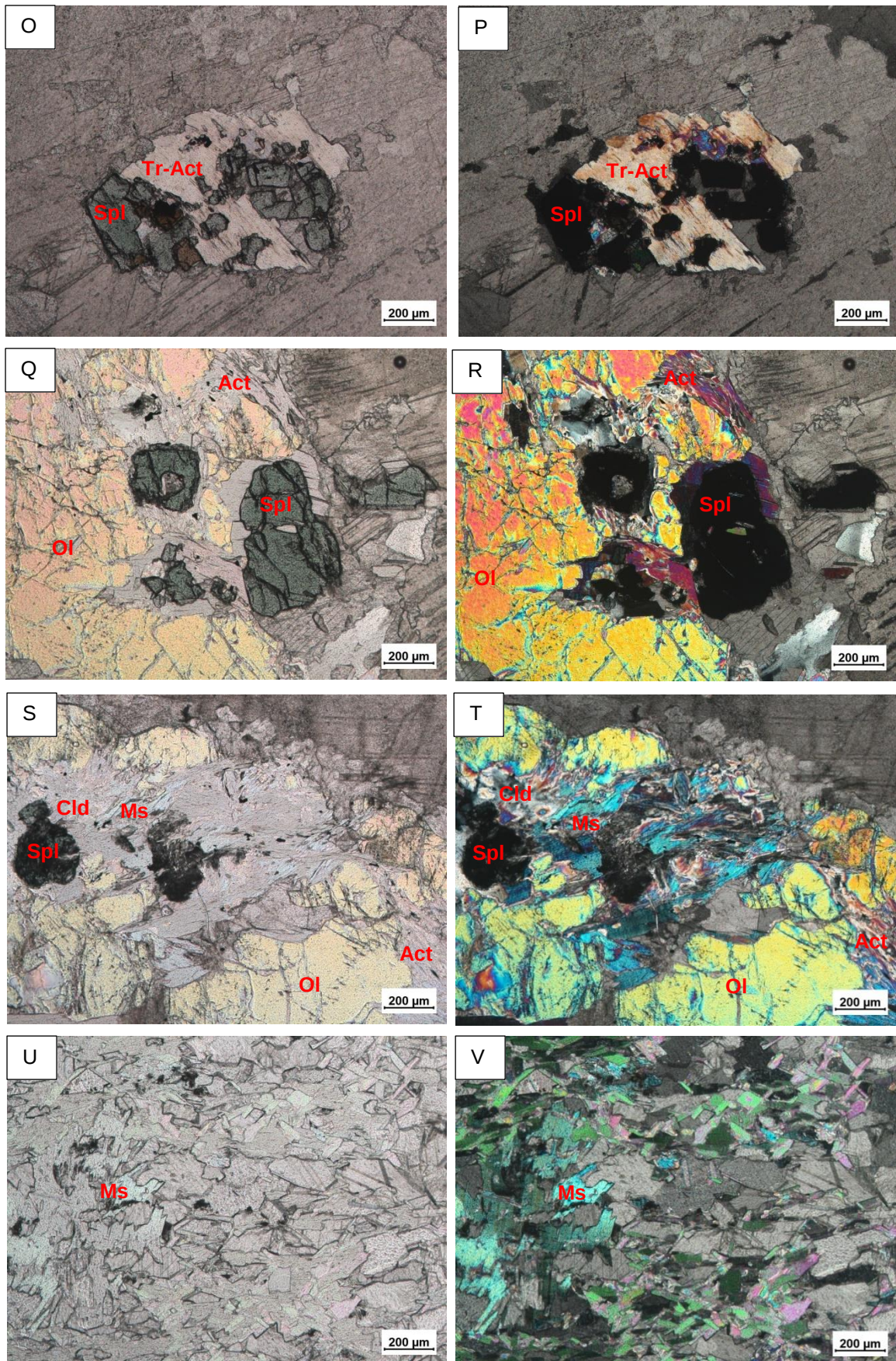
Prehnita, sericita e clorita são formadas tardiamente nos skarns, possuindo maior abundância à medida que se aproxima do contato com o mármore (Figuras 14C, 14D, 14E, 14F).

No contato entre o mármore e o skarn, texturas relacionadas à deformação dúctil são vistas com maior frequência, além da formação de prehnita, sericita e clorita como dito anteriormente (Figuras 14Q, 14R, 14S e 14T). Calcita e Muscovita ocorrem rotineiramente, porém junto a mármore com olivina, a formação de muscovita dá-se com maior intensidade, além da particular ocorrência de mineral do grupo do espinélio nesse contato específico (Figuras 14M, 14N, 14O, 14P, 14Q e 14R). O espinélio está rotineiramente associado a minerais opacos, estando estes inclusos no primeiro. Sericita e clorita são formadas também nas bordas do espinélio, como resultado de uma reação tardia, por fluido metassomático H_2O -K-Fe-Mg com temperatura < 300 °C (Salim et al., 1994).

Figura 14: Fotomicrografias em luz transmitida a nicóis paralelos (A; C; E; G; I; K; M; O; Q; S; U) e nicóis cruzados (B; D; F; H; J; L; N; P; R; T; V) do skarn (amostra coletada no ponto 6) de granulação média, com micas deformadas ductilmente, composto principalmente por: A e B – Diopsídio (Di) actinolizado (Act); C, D, E e F – Prehnitização (Prh) + cloritização (Chl) no contato mármore/skarn; G e H - Prehnitização (Prh) + cloritização (Chl) associada a actinolitização (Act) no contato mármore/skarn; I, J, K e L – Diopsídios (Di); M e N – Espinélio (Spl) no contato mármore/skarn + titanita (Ttn), com sericita tardia em *vugs* e em microfraturas; O e P – Espinélio (Spl) associado à tremolita-actinolita (Tr-Act) no contato mármore/skarn; Q e R – Espinélio (Spl) + olivina (Ol) humitizada + actinolitização (Act) no contato mármore/skarn; S e T – Olivina (Ol) humitizada + actinolitização (Act) + muscovita (Ms) associada à cloritoide (Cld) no contato mármore/skarn; U e V – Muscovita (Ms) no skarn.







Fonte: O autor, 2021.

4.1.5.2 Skarn (actinolítico) em fraturas nas lentes de mármore em contato com paragneisse

Este skarn é composto principalmente por anfibólios (45 a 85%), diopsídio (20 a 40%), calcita (1 a 10%), quartzo (5 a 15%) e plagioclásio (1 a 5%). Zircão (< 1%) e titanita (< 1%) ocorrem como principais minerais acessórios, além da formação posterior de malaquita (< 1%), esta última preferencialmente associada à covellita (< 1%) e pirita (< 1%). Clorita, sericita e prehnita tardias (Figuras 15Q e 15R), juntamente a calcita, preenchem fraturas. Saussuritização também é observada localmente (Figuras 16C e 16D).

Foram identificados tanto anfibólio da série tremolita-actinolita, hipidioblástica a idioblástica (Figuras 15C, 15D, 15E e 15F), quanto hornblenda hipidioblástica (Figuras 15K, 15L, 16C, 16D, 16E e 16F), apresentando por vezes alteração pra clorita. A cristalização da tremolita-actinolita dá-se de forma polifásica, inclusive uma já posterior à formação das malaquita, sendo observados cristais da primeira cortando esta última. Hornblenda apresenta pleocroísmo variando de amarelo ou verde pálido a verde cana.

Diopsídio possui forma predominantemente hipidioblástica (Figuras 15E, 15F, 15G, 15H, 15S e 15T), comumente fraturados, cujas fraturas apresentam-se preenchidas por calcita + sericita + clorita + anfibólio (tremolita-actinolita) tardios (Figuras 16A e 16B).

Calcita ocorre tanto com forma hipidioblástica na matriz, quanto preenchendo fraturas juntamente à clorita e sericita de maneira tardia, possuindo neste último caso forma xenoblástica.

Quartzo xenoblástico, ocasionalmente apresentando extinção ondulante.

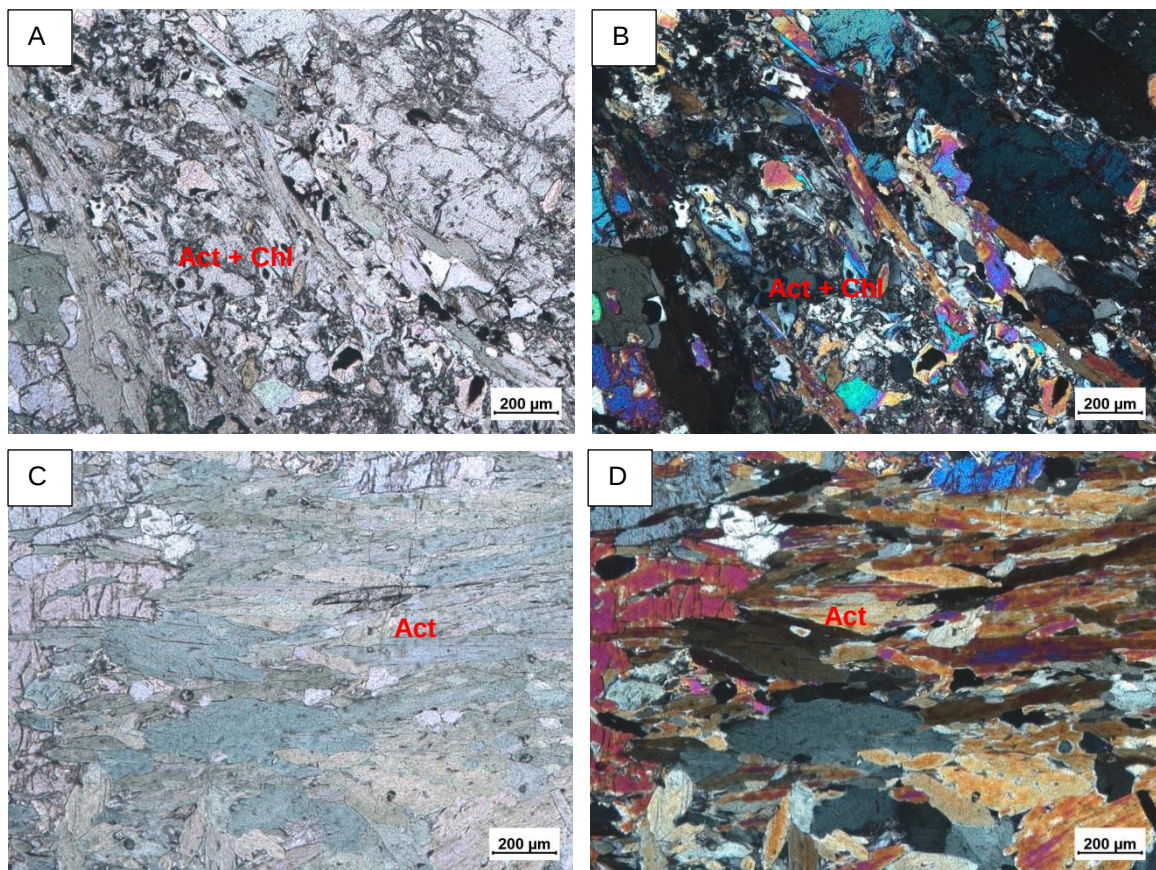
Plagioclásio ocorre como cristais xenoblásticos, por vezes fraturado, onde estas fraturas se encontram preenchidas por clorita.

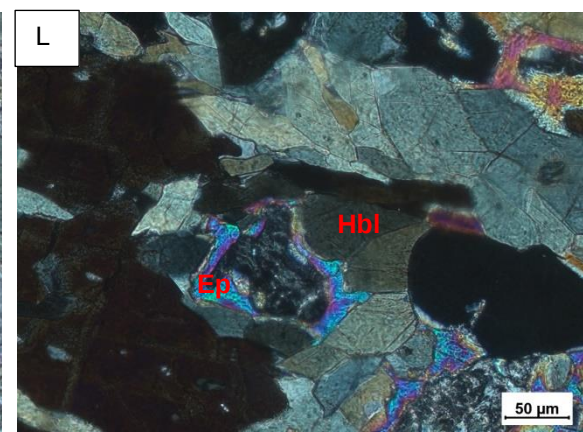
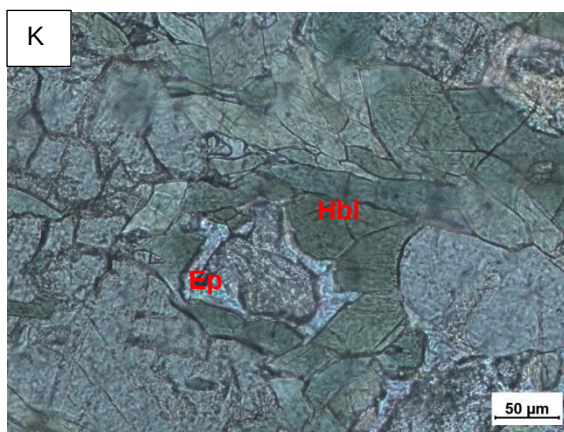
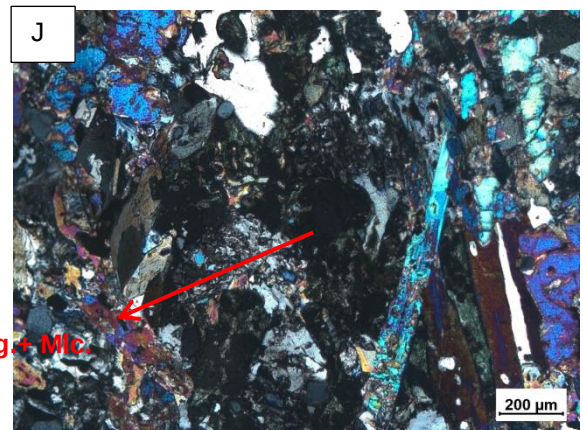
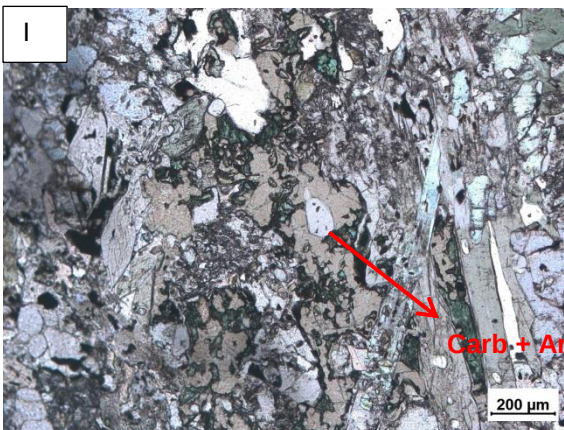
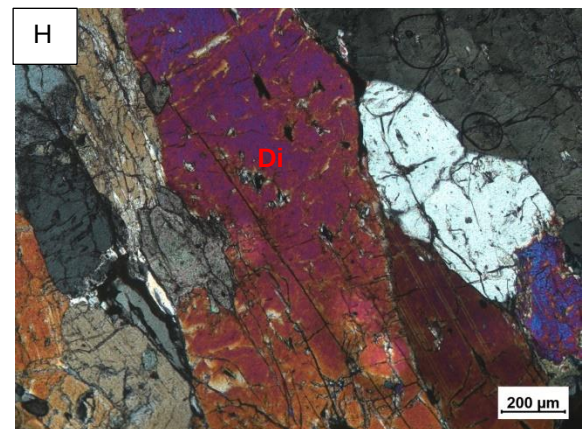
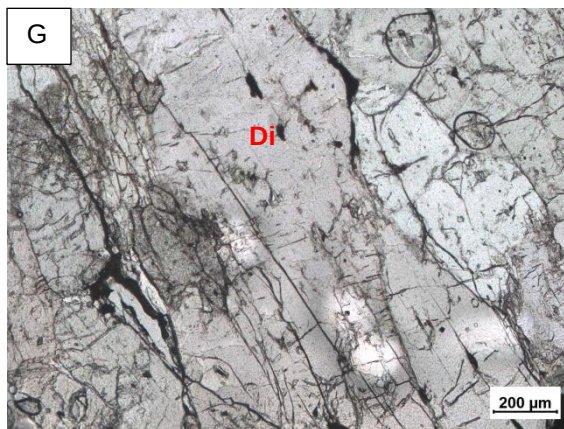
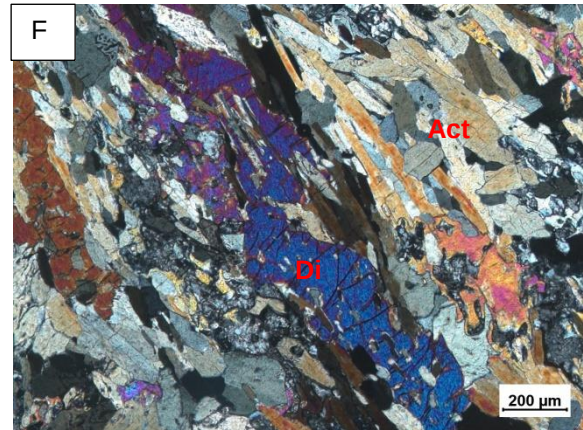
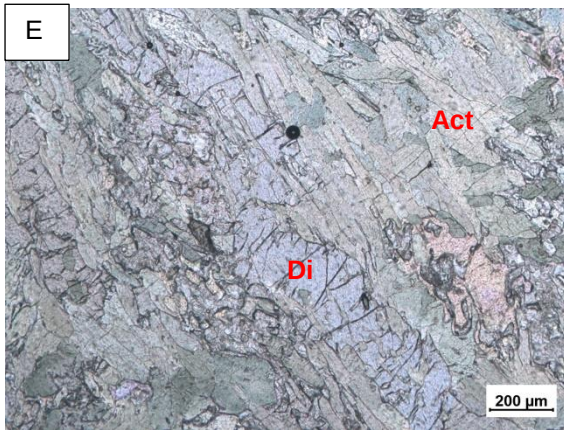
Pirita possui forma xenoblástica a hipidioblástica (Figura 17E e 17F), associada à formação de covellita (Figuras 17A, 17B, 17C e 17D), a qual está intimamente ligada à geração posterior de malaquita. Costumeiro se observar a associação pirita → covellita → malaquita, seguindo esta sequência de cristalização, indicando um metassomatismo multifásico. É possível também observar alteração do sulfeto primário (pirita), associado à malaquita, para carbonato + argilominerais.

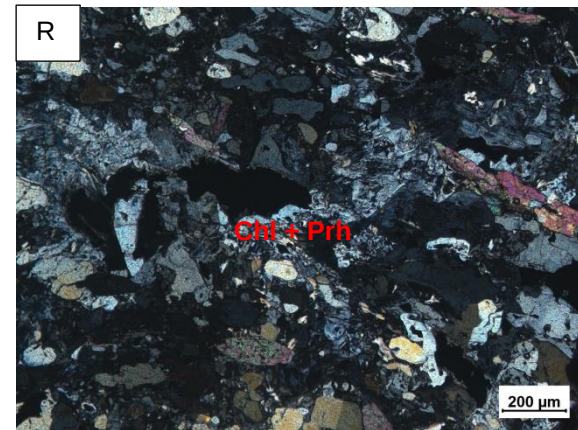
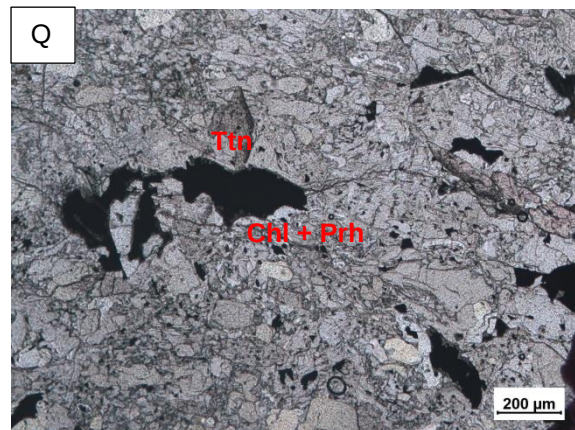
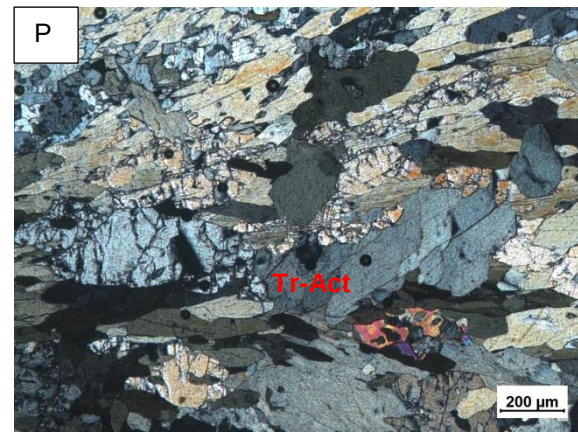
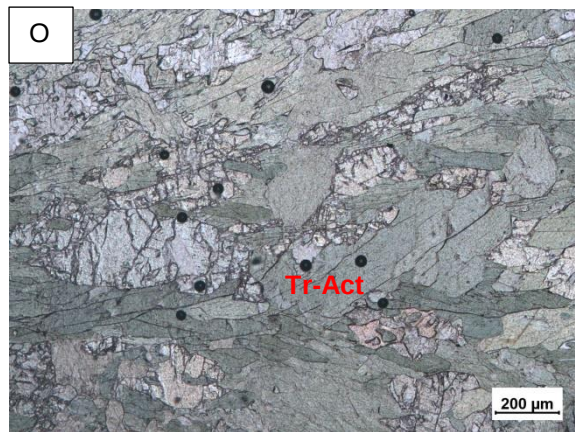
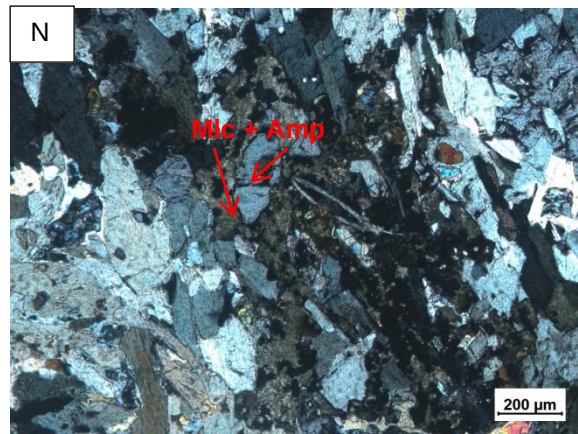
Malaquita, formada tardiamente principalmente em planos de fratura das rochas, possui forma xenoblástica e é cristalizada a partir de sulfetos previamente

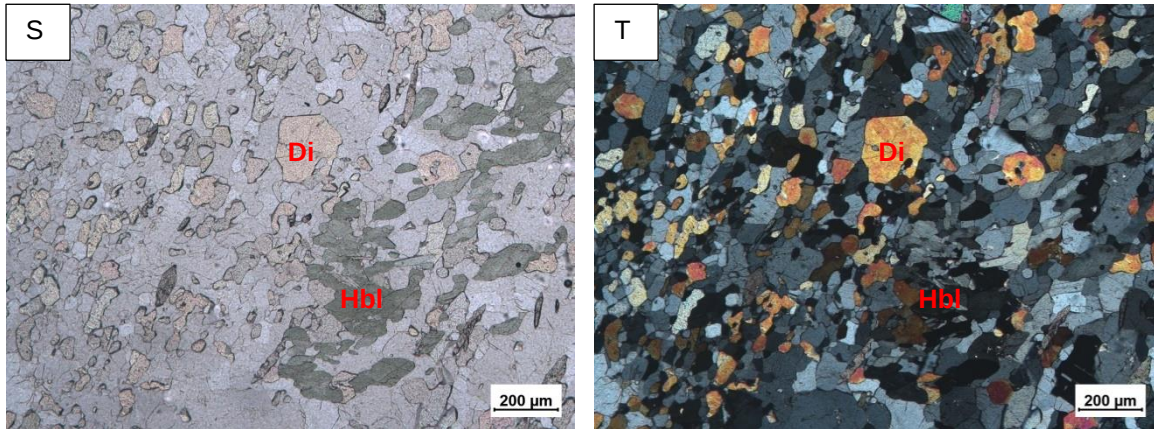
existentes (pirita e covellita), como dito anteriormente (Figuras 17G, 17H, 17I e 17J). Por vezes encontra-se alterada para goetita. Os óxidos prévios à formação de malaquita por vezes encontram-se intensamente substituídos por carbonato e/ou argilominerais (Figuras 15I e 15J).

Figura 15: Fotomicrografias em luz transmitida a nicóis paralelos (A; C; E; G; I; K; M; O; Q; S) e nicóis cruzados (B; D; F; H; J; L; N; P; R; T) do skarn gerado em fraturas do paragneisse (amostra coletada no ponto 11), composto por: A e B – Actinolitização (Act) + cloritização (Chl); C e D – Actinolitização (Act); E, F, G e H – Diopsídio (Di); I e J – Óxido primário (Opq) alterado para calcita (Cal) + argilominerais (Arg); K e L – Epidoto (Ep) associado a hornblenda (Hbl); M e N – Malaquita (Mlc) associada a anfibólio (Amp); O e P – Tremolita-actinolita (Tr-Act); Q e R – Prehnitização (Prh) + cloritização (Chl) + titanita (Ttn); S e T – Diopsídio (Di) + hornblenda (Hbl);



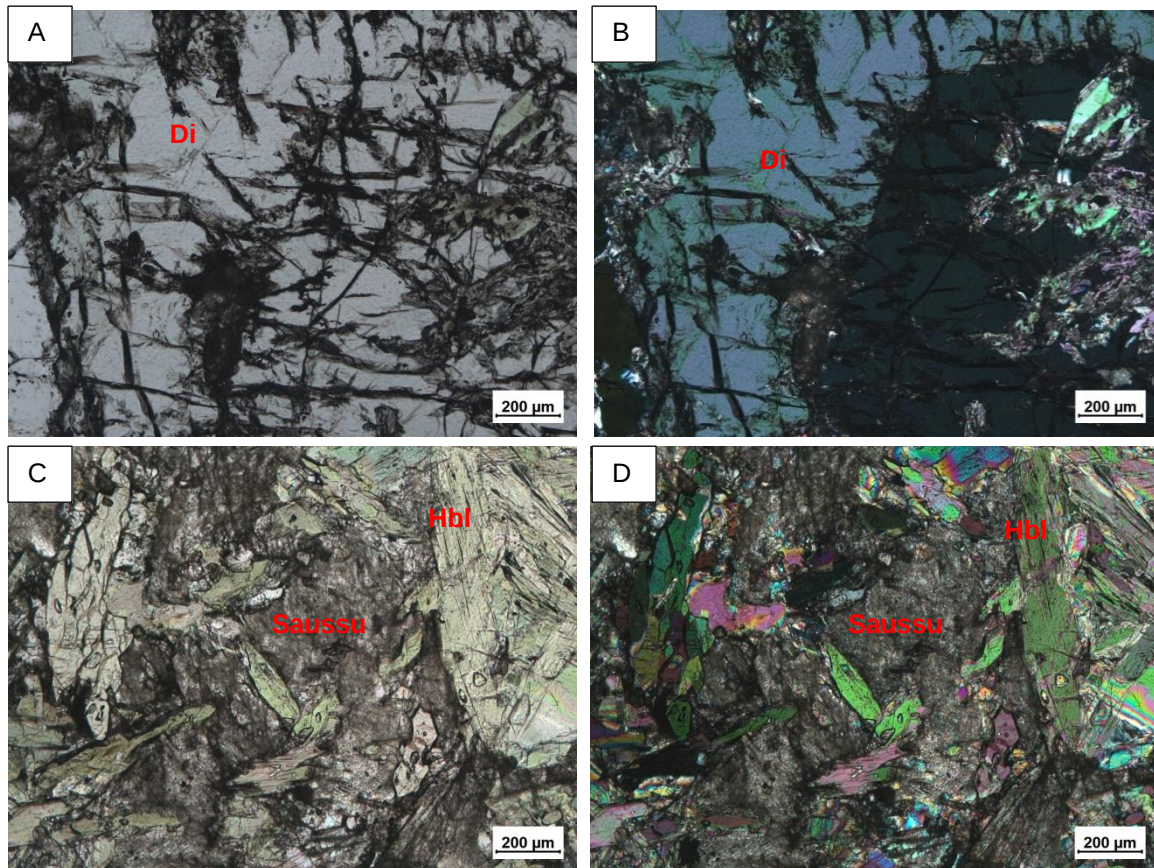


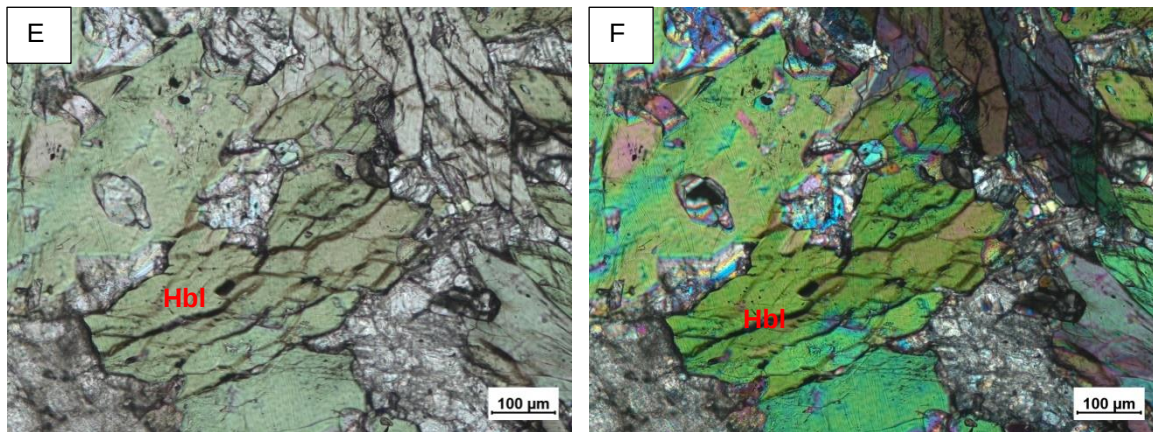




Fonte: O autor, 2021.

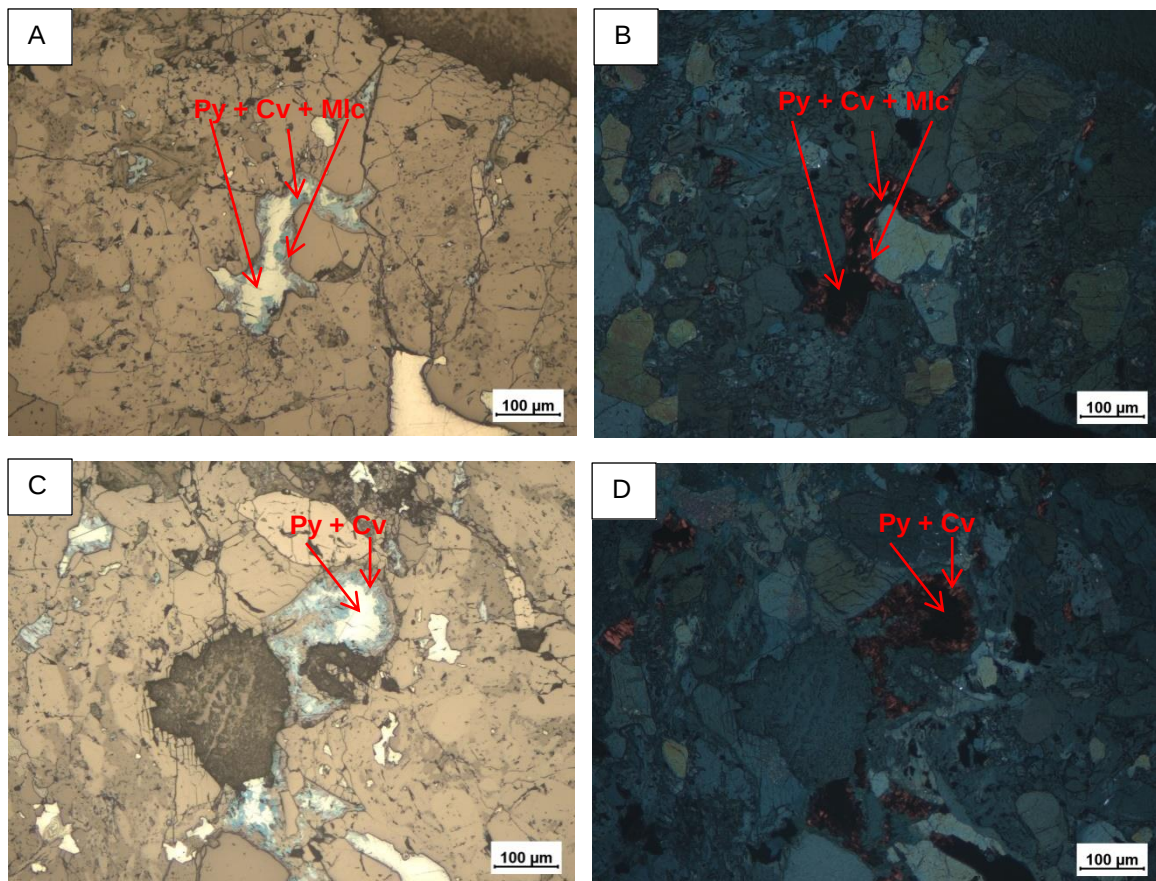
Figura 16: Fotomicrografias em luz transmitida a nicóis paralelos (A; C; E) e nicóis cruzados (B; D; F) do skarn (amostra coletada no ponto 11), composto por: A, B - Fraturas em diopsídio preenchidas por clorita (Chl) + actinolita (Act) + calcita (Cal); C, D - Saussuritização (Saussu) + hornblendas (Hbl); E, F – Hornblendas (Hbl).

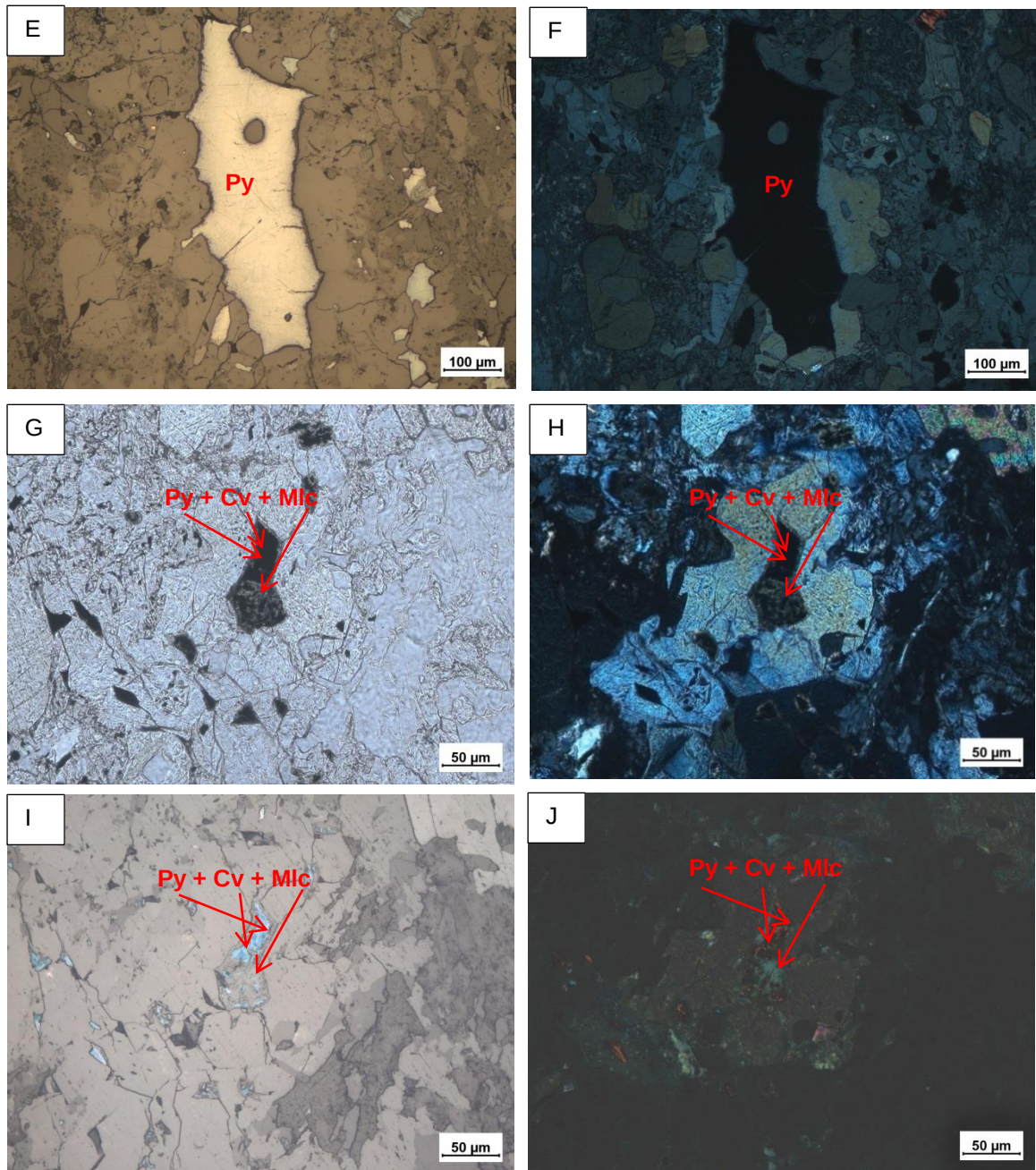




Fonte: O autor, 2021.

Figura 17: Fotomicrografias do skarn (actinolito; amostra coletada no ponto 11) sob luz refletida com nicóis paralelos (A; C; E; I) e nicóis cruzados (B; D; F; J), sob transmitida com nicóis paralelos (G) e com nicóis cruzados (H), mostrando as ocorrências de: A, B, C, D - Pirita (Py) substituída por covellita (Cv), e esta para malaquita (Mlc); E e F – Pirita (Py); G, H, I, J – Associação: pseudomorfo de pirita (Py) + covellita (Cv) + malaquita (Mlc).





Fonte: O autor, 2021.

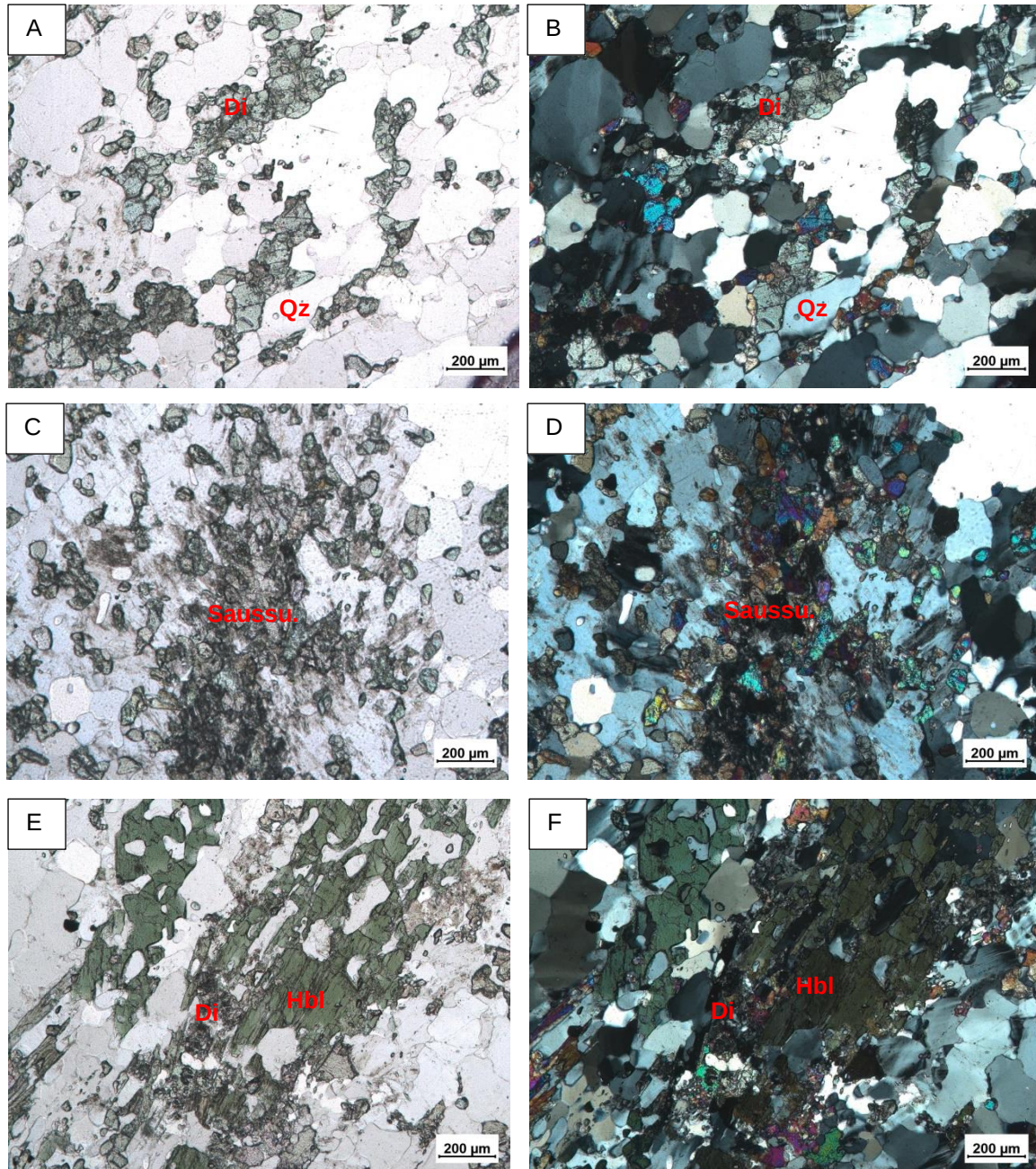
4.1.5.3 Skarn em contato com paragnaisse

Este skarn possui uma granulação média e é composto majoritariamente por quartzo (47%), feldspato alcalino (25%) e diopsídio (25%), além de calcita (2%), hornblenda (< 1%), titanita (< 1%), e minerais opacos (< 1%) como principais minerais acessórios. Saussuritização ocorre localmente (Figuras 18C e 18D).

Microclina possui forma xenoblástica e apresenta geminação do tipo periclínio.

Diopsídio (Figuras 18A e 18B), xenoblástico, próximo ao contato encontra-se associado às bordas dos cristais de hornblenda (Figuras 18E e 18F), podendo ter sido formado a partir da reação desta (metamórfica) com o fluido metassomático.

Figura 18: Fotomicrografias em luz transmitida a nicóis paralelos (A; C; E) e nicóis cruzados (B; D; F), do skarn (amostra coletada no ponto 6) de granulação média, composto majoritariamente por: A e B – Diopsídio (Di) + Quartzo (Qz); C e D – Saussuritização (Saussu); E e F –Hornblenda (Hbl) do paragnaisse se transformando em Diopsídio (Di) no processo de formação do skarn.



Fonte: O autor, 2021.

4.1.5.4. Lente de Skarn em xisto cortado por veio de Quartzo

É essencialmente composto por diopsídio (83%) e tremolita-actinolita (14%), possuindo plagioclásio (3%) e quartzo (< 1%) em menor quantidade, além de clorita e prehnita tardias, tendo esta associação tardia deformações relacionadas à pressão do fluido metassomático.

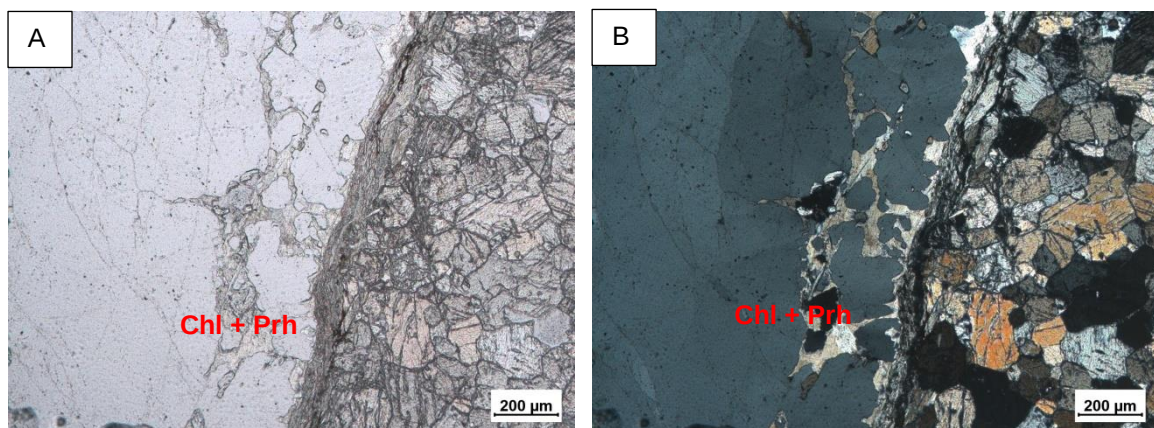
Diopsídio possui forma majoritariamente xenoblástica a hipidioblástica (Figuras 19A, 19B, 19G, 19H, 19I e 19J) e encontra-se, principalmente mais próximo ao contato com o veio de quartzo.

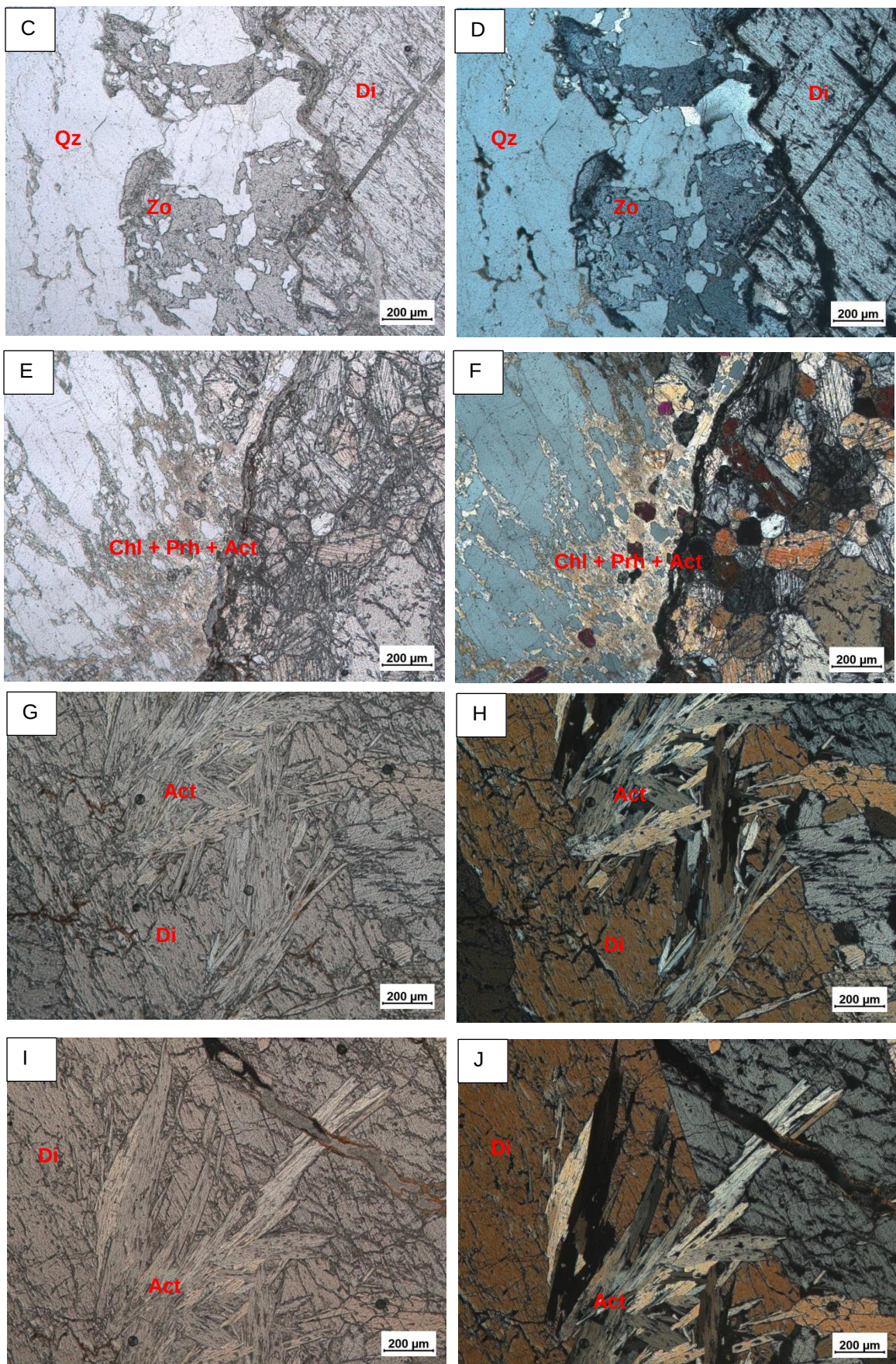
Actinolita possui forma xenoblástica, formada a partir da alteração do diopsídio durante atuação do fluido metassomática/hidrotermal, principalmente próximo ao contato com o veio de quartzo (Figuras 19G, 19H, 19I, 19J, 19K, 19L, 19M e 19N).

Quartzo aparenta ser tardio, possuindo forma xenoblástica, formado concomitantemente à actinolita no mesmo pulso hidrotermal.

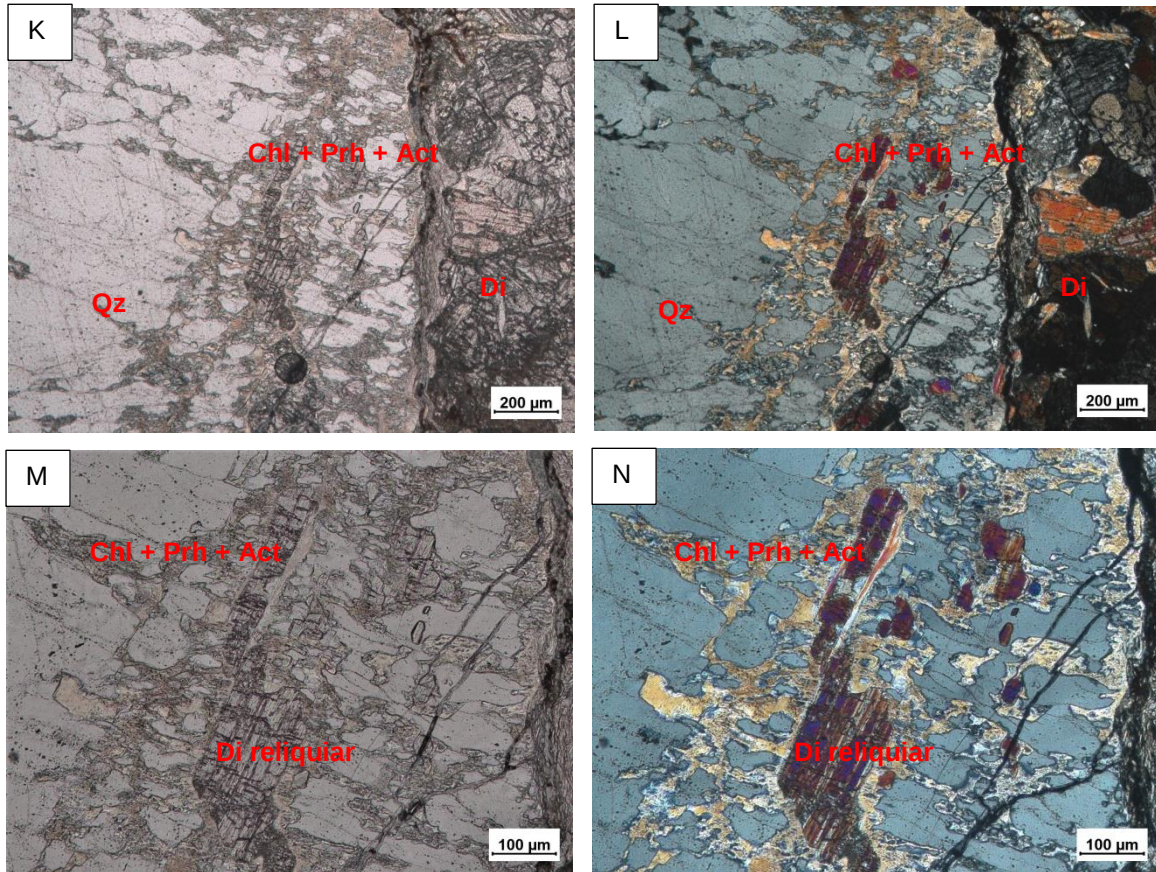
Prehnita e clorita são formadas tardiamente preenchendo fraturas ou no contato com o veio de quartzo, sendo mais intensa neste último, principalmente quando associadas ao diopsídio, gerando uma zona clorita-prehnita-actinolita (Figuras 19A, 19B, 19E, 19F, 19K, 19L, 19M e 19N).

Figura 19: Fotomicrografias em luz transmitida a nicóis paralelos (A; C; E; G; I; K; M) e nicóis cruzados (B; D; F; H; J; L; N) do skarn (amostra coletada no ponto 3) cortado por veio de quartzo (Qz) exibindo deformação dúctil em micas tardiamente formadas, sendo composto por: A, B – Cloritização (Chl) + prehnitização (Prh) + actinolitização (Act) do veio de quartzo com skarn; C e D – Zoisita-Clinzoisita (Zo); E e F – Cloritização (Chl) + prehnitização (Prh) + actinolitização (Act); G, H, I, J – Actinolitização (Act); K, L, M, N - Cloritização (Chl) + prehnitização (Prh) + actinolitização (Act).





Fonte: O autor, 2021.



Fonte: O autor, 2021.

4.2 SEQUÊNCIA DE PARAGÊNESE MINERAL DOS SKARNS FACE AOS EVENTOS METAMÓRFICO, METASSOMÁTICO E DE ALTERAÇÃO HIDROTERMAL DA ÁREA DE ESTUDO

Com base nas observações petrográficas das relações texturais das assembleias minerais descritas nas amostras das rochas encaixantes, como mármore e paragneisses, e os vários tipos de skarns estabelecidos, estabeleceu-se a sequência paragenética dos principais minerais identificados. Para tanto, sumariza-se abaixo as principais observações texturais usadas como evidências:

- (1) Espinélio formado no contato entre mármore e skarn, indicando ter origem durante estágio prógrado do metassomatismo (Fotos 14M e 14N).
- (2) Actinolitização em diferentes fases, formadas tanto a partir de diopsídio (Figuras 14A, 14B, 14G, 14H, 29I e 29J) no estágio retrógrado do metassomatismo quanto em conjunto com clorita ± sericita a T mais baixas (Figuras 19G e 19H), inclusive preenchendo fraturas em diopsídios (Figuras 16C e 16D).

- (3) Hornblenda dos skarns em contato com paragnaisse é metamórfica, possuindo mesma forma e tamanho das hornblendas do paragnaisse (Figuras 10C, 10D, 10E, 10F, 18E e 18F)
- (4) Olivina humitizada (Figuras 9E, 9F, 9G, 9H, 9Q, 9R, 14S e 14T)
- (5) Pseudomorfo de pirita dentro de cristal de piroxênio (Figuras 17G e 17H) denotando que aquela foi formada anteriormente a este durante o metassomatismo, já que em mármores (protólito do skarn) não foi visualizado pirita.
- (6) Sequência de cristalização Pirita → Covellita → Malaquita (Figuras 17A, 17B, 17C, 17D, 17G, 17H, 17I e 17J).
- (7) Muscovita retrometamórfica, não deformada (Figuras 9K e 9L); Diferente das formadas em evento metassomático, que apresentam deformação plástica, provavelmente devida a uma pressão de fluido metassomático relativamente elevada (Figuras 9C e 9D).

Tabela 1: Paragênese mineral dos skarns descritos na Faixa Timbaúba – Malhada Limpa. Temperaturas de pico metamórfico e metassomatismo estimadas a partir da correlação com as paragêneses minerais estabelecidas por Salim (1993) para os skarn da Mina Brejuí (Currais Novos, RN). Temperaturas de retrometamorfismo e alterações hidrotermais de baixa T estimadas por Lima (1989), Cunha de Souza L. (1996); Luiz-Silva (2000).

Minerais	Pico metamórfico ($T \approx 600^{\circ}\text{C}$)	Retrometamorfismo ($450^{\circ}\text{C} > T > 300^{\circ}\text{C}$)	Metassomatismo ($600^{\circ}\text{C} > T > 300^{\circ}\text{C}$)		Alterações hidrotermais de baixa T ($300^{\circ}\text{C} > T > 200^{\circ}\text{C}$)
			Prógrado ($600^{\circ}\text{C} > T > 550^{\circ}\text{C}$)	Retrógrado ($450^{\circ}\text{C} > T > 300^{\circ}\text{C}$)	
Calcita					
Quartzo					
Plagioclásio					
Feldspato alcalino					
Hornblenda					
Olivina					
Granada					
Espinélio					
Pirita					
Diopsídio					
Humita-Clinohumita					
Covellita					
Malaquita					
Tremolita-Actinolita					
Muscovita					
Cloritoide					
Prehnita					
Epidoto					
Sericita					
Clorita					
Argilominerais					

Fonte: O autor, 2021.

4.3 GEOQUÍMICA DOS SKARNS E DE SEUS SUBSTRATOS

A escolha das amostras para realização de análises geoquímicas de rocha total foi feita levando-se em consideração principalmente a resposta que estas poderiam dar a partir da comparação entre a composição dos mesmos e seus principais substratos correlatos. Nesse sentido, os resultados das análises geoquímicas foram utilizados para avaliação da mobilidade química dos elementos, durante o processo metassomático formador dos skarns e xistos turmalinizados. Para tanto as análises geoquímicas foram executadas visando-se obter as concentrações dos elementos maiores, além de alguns elementos menores e traço envolvidos nas potenciais mineralizações da área (Cu, Cr, Bi).

Sendo assim, foram selecionadas e preparadas amostras de mármore, skarn, xistos turmalinizados e três diferentes fácies do xisto Seridó. As análises geoquímicas foram feitas em parceria com o CRCN-CNEN, utilizando-se o método EDXRF (Florescência de raios-X por energia dispersiva). Complementarmente utilizou-se o FRXp (Fluorescência de raios-X portátil) do LGAPE-LITPEG para detecção de determinados elementos como Cu e Cr, metais de interesse da pesquisa, e que não puderam ser detectados por EDX por conta da ausência de padrões específicos para estes metais. A intenção inicial era de se utilizar o ICP-MS em conjunto com Absorção Atômica no laboratório do CRCN-CNEN, este para detecção de determinados elementos (Cr e Cu, por exemplo), no entanto não foi possível devido a problemas em equipamentos do laboratório.

A análise por XRF (fluorescência de raios-X) é um método baseado na medida das intensidades dos raios-X característicos emitidos pelos elementos que constituem a amostra. Os raios-X emitidos, por tubos de raios-X, excitam os elementos constituintes da amostra que, por sua vez, emitem linhas espectrais com energias características do elemento e cujas intensidades estão relacionadas com a concentração do elemento na amostra (Boumans P. & R. Klockenkämper, 1989; IAEA, 1970).

Segundo (Tertian & Claisse, 1982), elementos com número atômico menores que 20 apresentam um menor rendimento nas análises por fluorescência de raio-x, por esta razão as análises referentes ao Cl (N=17) não serão levadas em consideração por falta de confiabilidade, pois em determinadas amostras apresentaram erros que chegaram a 33% do valor obtido. Este efeito se mostrou

mitigado nas análises de Mg, Ca e K, que apesar de terem baixo número atômico, os quais apresentaram erros máximos por volta dos 10% do valor medido, possibilitando portanto sua interpretação normalmente.

O somatório total das concentrações dos elementos químicos nas amostras analisadas passou da margem de 2% de desvio padrão em torno de 100% (98 a 102%), portanto foram consideradas acima do erro analítico e tiveram seus valores normalizados para 100%, e os valores usados como aproximação semi-quantitativa. O número e identificação das amostras analisadas estão na Tabela 2, de acordo com cada litotipo estudado, juntamente com os resultados das concentrações dos elementos maiores:

Tabela 2: Concentração dos elementos maiores obtidas por EDXRF dos skarns e rochas encaixantes da Faixa Timbaúba – Malhada Limpa. Valores em % em peso.

Amostra	Litotipo	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Total
2D	Mármore	29,62	0,42	7,54	6,39	< 1,1	13,50	32,37	2,53	92,36
3A	Cordierita-biotita xisto	52,41	1,22	28,05	17,43	< 1,1	5,02	1,86	5,48	111,47
3B	Biotita xisto	53,96	1,10	27,82	14,72	< 1,1	4,47	1,84	4,28	108,20
4A	Mármore	22,07	0,39	7,54	3,84	< 1,1	14,06	43,86	4,26	96,02
9	Biotita xisto turmalinizado	49,68	1,46	26,42	18,68	< 1,1	4,53	0,74	0,72	102,24
10A	Granada-biotita xisto	41,19	1,72	39,28	27,22	0,42	6,71	1,61	4,88	123,04
10B	Biotita xisto turmalinizado	57,79	1,39	23,01	14,37	< 1,1	4,47	1,15	0,72	102,92
11B	Skarn	41,67	0,86	32,73	14,10	< 1,1	6,39	13,41	1,40	110,56
11D	Gnaiss	63,88	0,76	17,18	10,29	< 1,1	4,39	1,89	6,06	104,44
11G	Granada-biotita xisto	51,54	1,33	27,00	19,93	0,16	5,93	2,89	5,72	114,50
11H	Biotita xisto boudinado	46,96	1,19	27,60	17,91	< 1,1	5,59	3,31	5,90	108,46
12	Granada-biotita xisto	50,52	1,20	27,94	19,53	0,19	6,16	3,07	5,62	114,23

Fonte: O autor, 2021.

Tabela 3: Concentração normalizada (Total = 100 %) dos elementos maiores obtidas por EDXRF dos skarns e rochas encaixantes da Faixa Timbaúba – Malhada Limpa. Valores em % em peso.

Amostra	Litotipo	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Total
2D	Mármore	32,07	0,45	8,16	6,91	< 1,1	14,61	35,04	2,74	100,00
3A	Cordierita-biotita xisto	47,01	1,09	25,17	15,64	< 1,1	4,50	1,67	4,92	100,00
3B	Biotita xisto	49,87	1,02	25,71	13,60	< 1,1	4,13	1,70	3,96	100,00
4A	Mármore	22,98	0,41	7,85	4,00	< 1,1	14,64	45,67	4,44	100,00
9	Biotita xisto turmalinizado	48,59	1,43	25,84	18,27	< 1,1	4,43	0,73	0,71	100,00
10A	Granada-biotita xisto	33,47	1,40	31,92	22,13	0,34	5,46	1,31	3,97	100,00
10B	Biotita xisto turmalinizado	56,16	1,35	22,36	13,97	< 1,1	4,34	1,12	0,70	100,00
11B	Skarn	37,69	0,78	29,60	12,76	< 1,1	5,78	12,13	1,27	100,00
11D	Gnaiss	61,16	0,73	16,45	9,85	< 1,1	4,20	1,81	5,80	100,00
11G	Granada-biotita xisto	45,01	1,16	23,58	17,40	0,14	5,18	2,52	5,00	100,00
11H	Biotita xisto boudinado	43,30	1,10	25,44	16,52	< 1,1	5,15	3,05	5,44	100,00
12	Granada-biotita xisto	44,23	1,05	24,46	17,10	0,17	5,39	2,69	4,92	100,00

Fonte: O autor, 2021.

Tabela 4: Concentração dos elementos menores e traços obtidas por FRXp dos skarns e rochas encaixantes da Faixa Timbaúba – Malhada Limpa. Valores em ppm.

Amostra	Litotipo	Bi (ppm)	Cu (ppm)	Cr (ppm)	V (ppm)	Zr (ppm)	Cl (ppm)
2D	Mármore	20	100	70	110	50	630
3A	Cordierita-biotita xisto	20	240	260	280	150	< 80
3B	Biotita xisto	< 5	130	180	210	150	< 80
4A	Mármore	< 5	70	50	50	30	160
9	Biotita xisto turmalinizado	20	100	210	320	180	< 80
10A	Granada-biotita xisto	20	100	340	310	240	< 80
10B	Biotita xisto turmalinizado	< 5	90	240	260	200	< 80
11B	Skarn	2900	23240	370	320	310	120
11D	Gnaiss	50	640	90	80	120	< 80
11G	Granada-biotita xisto	< 5	70	300	270	150	100
11H	Biotita xisto boudinado	< 5	160	290	340	130	190
12	Granada-biotita xisto	< 5	160	340	300	140	120

Fonte: O autor, 2021.

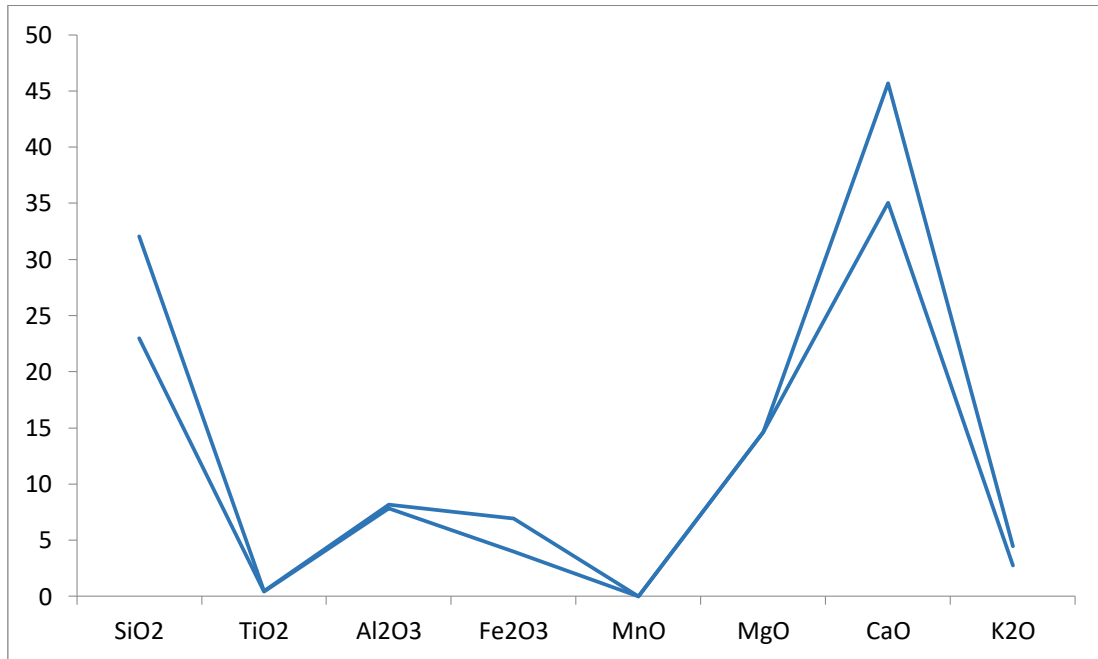
A seguir os resultados são apresentados e discutidos, por litologia estudada.

4.3.1 Mármore

As análises realizadas em mármore possuem poucos pontos a serem destacados individualmente falando. Sua importância maior está na análise conjunta à amostra de skarn durante o exercício de balanço de massa realizado e apresentado em seu respectivo capítulo a seguir.

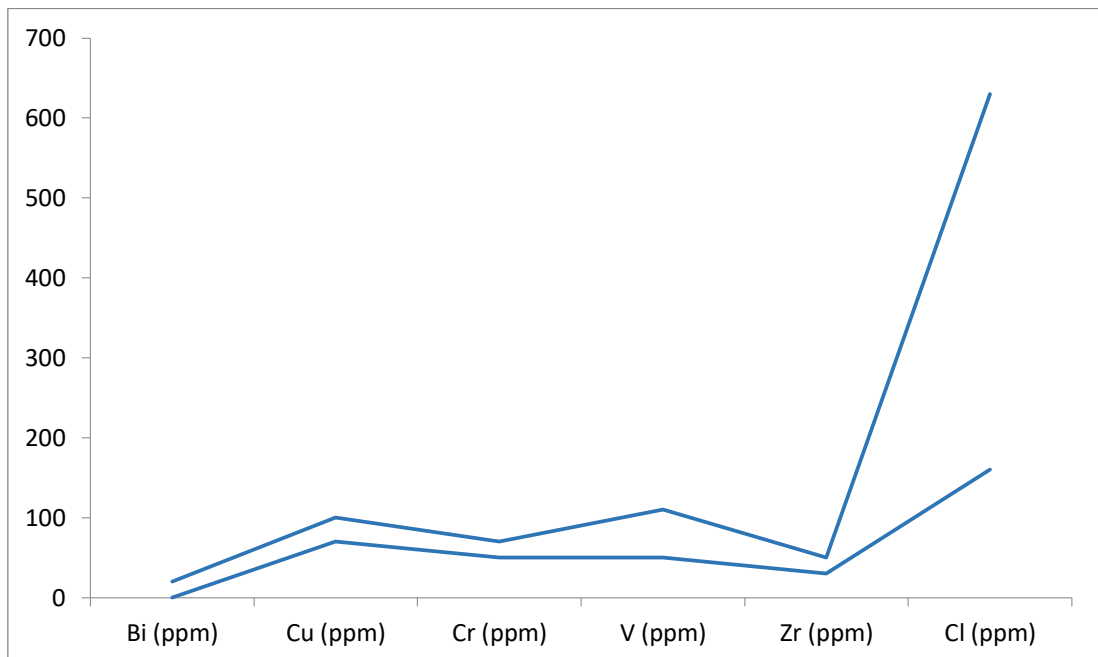
Aqui vale ressaltar os valores consideravelmente elevados para MgO (até 14,06%) entre os principais componentes da rocha, além de Si (até 32,07%) e Al (8,16%), que caracterizam estes mármore como magnesianos impuros (Tabela 3; Figura 20).

Figura 20: Distribuição da concentração dos elementos maiores dos mármore (amostras 2D e 4A) para elementos maiores. Valores em %.



Fonte: O autor, 2021.

Figura 21: Distribuição da concentração dos elementos menores dos mármore (amostras 2D e 4A) para elementos menores. Valores em ppm.



Fonte: O autor, 2021.

4.3.2 Paragneisse

O paragneisse apresenta valores relativamente elevados para Cu (640 ppm) e Bi (50 ppm) (Tabela 4) quando comparado à média crustal (60 e 0,0085 ppm respectivamente, de acordo com Lide (2004)), além de conter 120 ppm de Zr.

Estes teores elevados de Cu e Bi contribuem com a possibilidade de elencar esta litologia como uma das potenciais fontes destes metais para o fluido metassomático, já que os paragneisses são um dos substratos da região e podem ter ajudado a fornecer tais elementos ao fluido percolante.

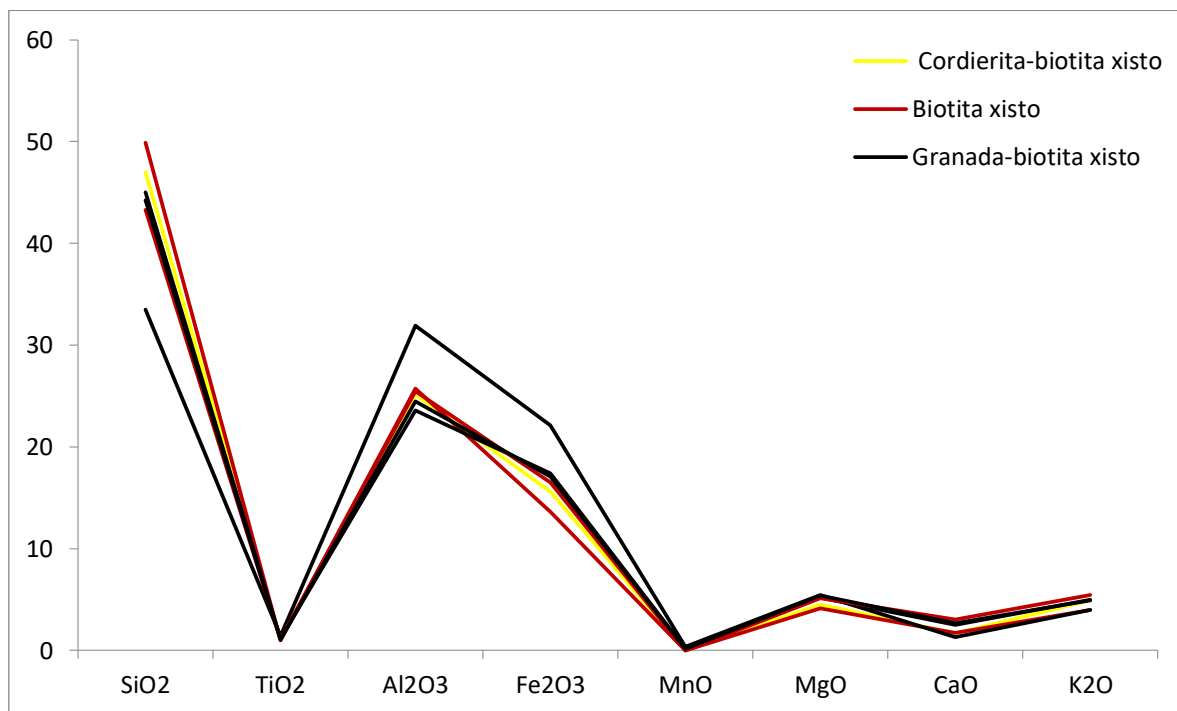
4.3.3 Xistos

Os xistos, amostrados em três fácies diferentes quanto à composição mineralógica, apresentam valores relativamente elevados de Fe_2O_3 (até 22,13%) (Tabela 3; Figura 22), corroborados por minerais opacos como pirita e hematita vistos em lâmina petrográfica, além de anomalias positivas destacáveis de Cr (até 340 ppm) e V (até 310 ppm) (Tabela 4; Figura 23), elementos que podem ocorrer nas redes cristalográficas de minerais como biotita e zircão.

Estes valores, que se mantêm estáveis independente da fácies analisada, nos auxiliam no entendimento e discussão da gênese e mineralogia dos xistos turmalinizados, que possuem como protólitos o xisto da Formação Seridó, sendo este, portanto, um potencial fornecedor de metais como Cr e V para os biotita xistos turmalinizados. Estes aspectos serão discutidos no capítulo referente adiante.

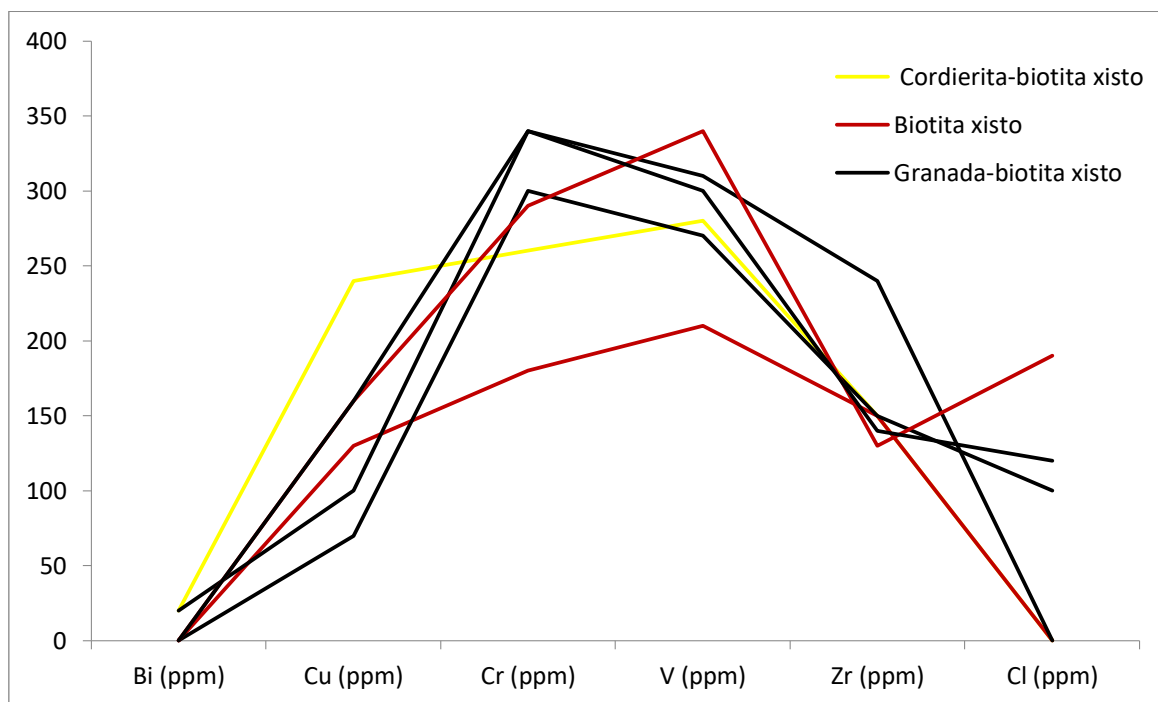
Há que se destacar também o baixo valor de Cu em relação ao paragneisse, denotando que as anomalias de Cu da região pouco ou nada têm a ver com a Formação Seridó, e sim ao aporte pelo fluido metassomático, podendo este ser a fonte dos metais de fato (origem ígnea: os pegmatitos da área têm anomalia de cobre) ou ter transportado alguns metais do substrato gnáissico pertencente à Formação Jucurutu, mais enriquecido em Cu.

Figura 22: Distribuição da concentração dos elementos maiores dos xistos (amostras 3A, 3B, 10A, 11G, 11H e 12) para elementos maiores. Valores em %.



Fonte: O autor, 2021.

Figura 23: Distribuição da concentração dos elementos menores dos xistos (amostras 3A, 3B, 10A, 11G, 11H e 12) para elementos menores. Valores em ppm.



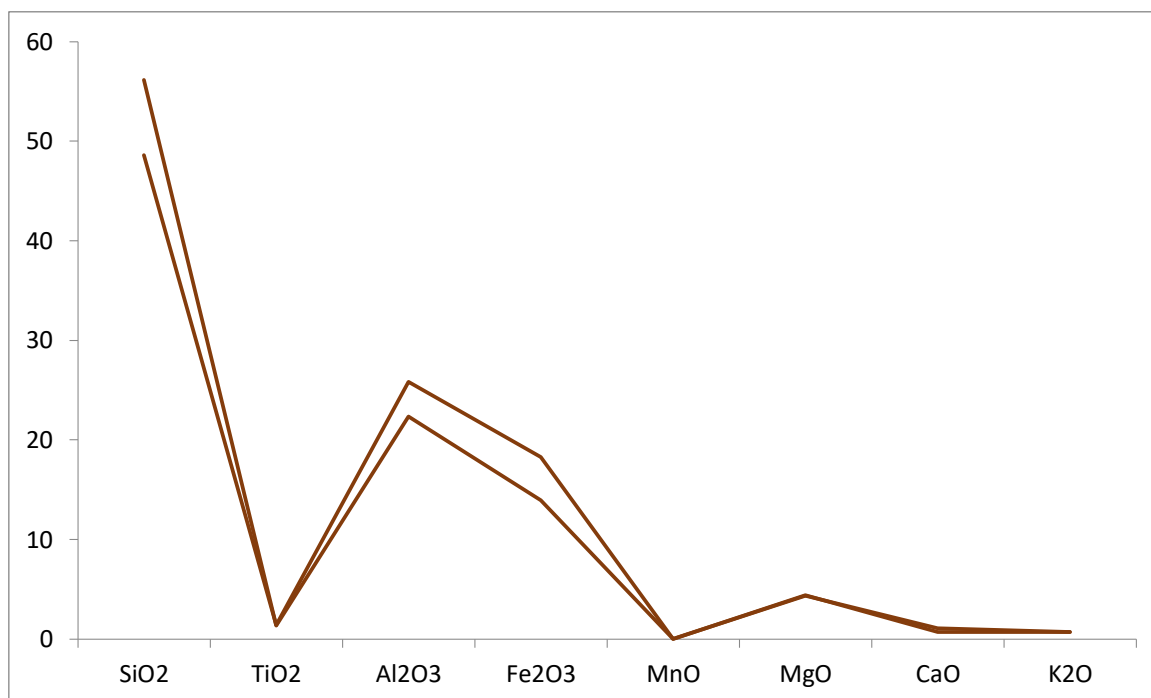
Fonte: O autor, 2021.

4.3.3.1 Biotita xisto turmalinizado

Os xistos turmalinizados, formados a partir da interação entre fluidos metassomáticos/hidrotermais oriundo dos pegmatitos, uma vez que se observa regionalmente nos xistos da Formação Seridó nas proximidades dessas rochas ígneas, possuem relativamente elevados valores de Fe_2O_3 (até 18,68%), Cr (até 240 ppm) e V (até 320 ppm) (Tabelas 3 e 4; Figuras 24 e 25), consideravelmente acima da média crustal (5,63%; 102 ppm; 120 ppm; respectivamente; Lide (2004)).

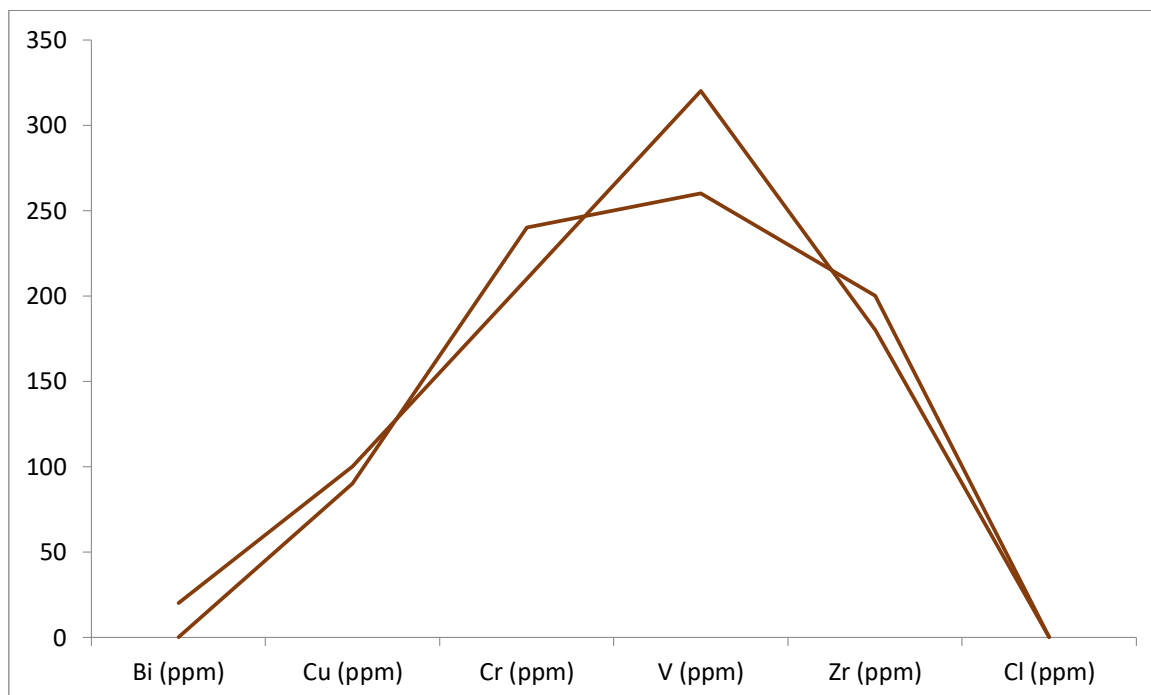
Ao se analisar os resultados das análises geoquímicas é possível se observar a ocorrência de concentrações anômalas desses três metais desde o protólito (xisto Seridó) até a formação do biotita xisto turmalinizado, o que indica a princípio uma baixa mobilidade química de Cr e V durante o processo metassomático. Este aspecto será discutido mais adiante, no item referente ao balanço de massa.

Figura 24: Distribuição da concentração dos elementos maiores dos biotita xistos turmalinizados (amostras 9 e 10B) para elementos maiores. Valores em %.



Fonte: O autor, 2021.

Figura 25: Distribuição da concentração dos elementos menores dos biotita xistos turmalinizados (amostras 9 e 10B) para elementos menores. Valores em ppm.



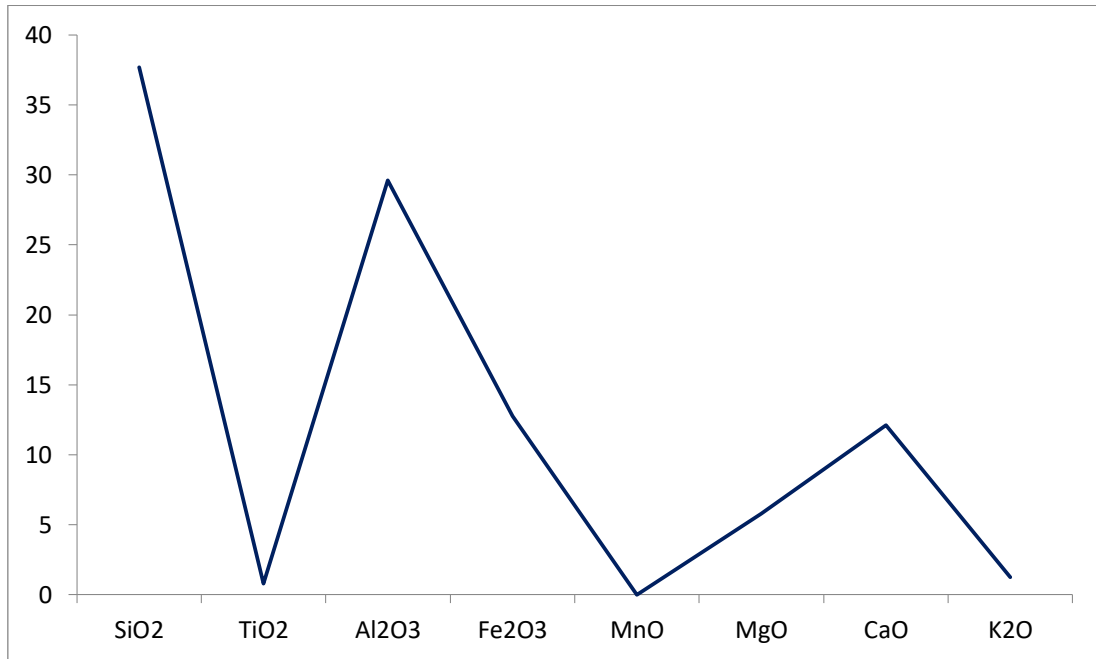
Fonte: O autor, 2021.

4.3.4 Skarn (actinolitito) em fraturas nas lentes de mármore em contato com paragneisse

A análise do skarn apontou uma anomalia extremamente elevada para Cu (23.240 ppm) e Bi (2.900 ppm), além de valores significativos de Cr (370 ppm) e V (320 ppm) (Tabela 4; Figura 27). A anomalia de Cu já era esperada pela presença de minerais cupríferos vistos em lâminas delgadas e polidas, como malaquita e covellita. Entretanto, Bi, Cr e V (possivelmente presentes nas estruturas cristalográficas de minerais como espinélio e titanita) são importantes evidências para potenciais mineralizações na área estudada.

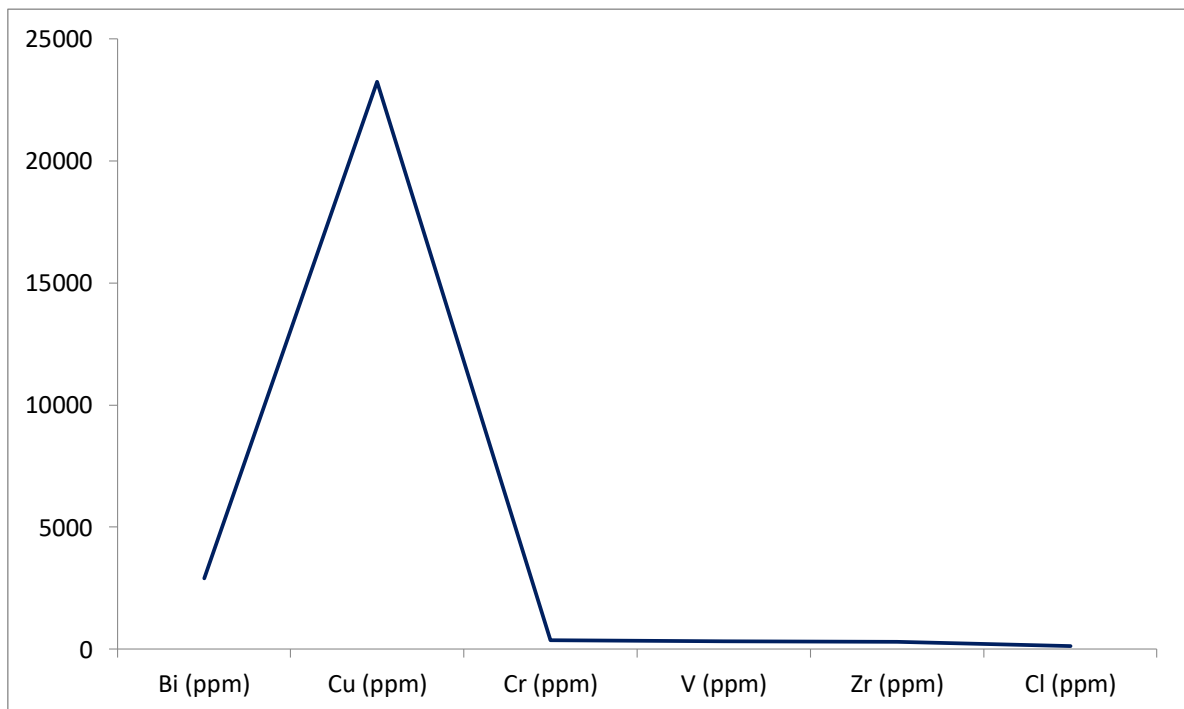
Essas anomalias, principalmente de Cu e Bi, a princípio denotam um forte aporte destes elementos pelo fluido, visto que foram observados com valores mais modestos nas análises dos mármore inalterados. Portanto, o fluido teria aportado metais ao reagirem com os mármore (formando os skarns), podendo alguns destes metais ter origem ígnea ou terem sido carreados do substrato gnáissico pertencente à Formação Jucurutu, mais enriquecido em Cu dentre as rochas encaixantes. Esse aspecto será melhor discutido no subitem referente ao balanço de massa.

Figura 26: Distribuição da concentração dos elementos maiores do skarn (amostra 11B) para elementos maiores. Valores em %.



Fonte: O autor, 2021.

Figura 27: Distribuição da concentração dos elementos menores do skarn (amostra 11B) para elementos menores. Valores em ppm.



Fonte: O autor, 2021.

4.4 BALANÇO QUÍMICO DE MASSA

A fim de determinar a mobilidade química dos elementos analisados, utilizou-se o método proposto por Grant (1986), que nada mais é que uma representação gráfica da equação desenvolvida por Gresens (1967).

Nesse método, utiliza-se as concentrações dos elementos químicos analisados, dispostas em um diagrama de eixos cartesianos, onde o eixo das abscissas (X) corresponde ao valor do elemento na rocha original e o eixo das ordenadas (Y) corresponde ao valor do elemento na rocha alterada, sendo esta última referente à rocha pós-atuação do fluido no caso deste trabalho.

A partir da origem do gráfico é traçada uma reta chamada Isocon, a qual indica o alinhamento dos elementos com baixa mobilidade química no processo de alteração investigado. A fim de representar uma margem de confiança, foram traçadas nos gráficos retas tracejadas representando uma margem para os elementos serem considerados de baixa mobilidade (valores 10% a mais ou a menos da reta Isocon). Este valor de 10% foi definido pela margem de erro analítico obtida nas análises geoquímicas do EDXRF. A reta isocon é traçada a partir da origem do gráfico, passando por um dos elementos com mobilidade química reconhecidamente baixa, como Ti, Al ou Zr. Neste trabalho foi escolhido o Al como elemento determinante para traçar a reta isocon, por haver trabalhos anteriores (Legrand & Magini, 1992) que definiram tal elemento como imóvel no contexto regional.

Foi realizado também o cálculo referente à variação de massa total das rochas, cálculo feito comparando a inclinação da reta isocon com a inclinação da reta de variação de massa igual à zero da rocha (reta $x=y$), traçada também a partir da origem do gráfico. Caso a reta isocon seja plotada acima da reta $x=y$, houve um ganho de massa na rocha, caso contrário, houve uma perda de massa da rocha.

Com o intuito de evitar sobreposições dos pontos referentes às concentrações dos elementos químicos analisados, multiplicou-se (nos casos de valores relativamente mais baixos) e dividiu-se (nos casos de valores relativamente mais elevados) os resultados, de maneira equiforme para rocha original e rocha alterada (ambos os eixos do diagrama), a fim de obter uma dispersão satisfatória dos pontos, facilitando a observação e análise da mobilidade em relação à reta Isocon sem perda em sua precisão.

A seguir são apresentados os resultados da análise de balanço de massa, envolvendo: mármore (rocha original) e skarn (rocha alterada) dentro do mesmo contexto geológico, tendo o paragnaisse da Formação Jucurutu como encaixante; biotita xisto (rocha original) e biotita xisto turmalinizado (rocha alterada) do mesmo afloramento, possuindo uma correlação direta.

4.4.1 Skarn (actinolítico) em fraturas nas lentes de mármore em contato com paragnaisse

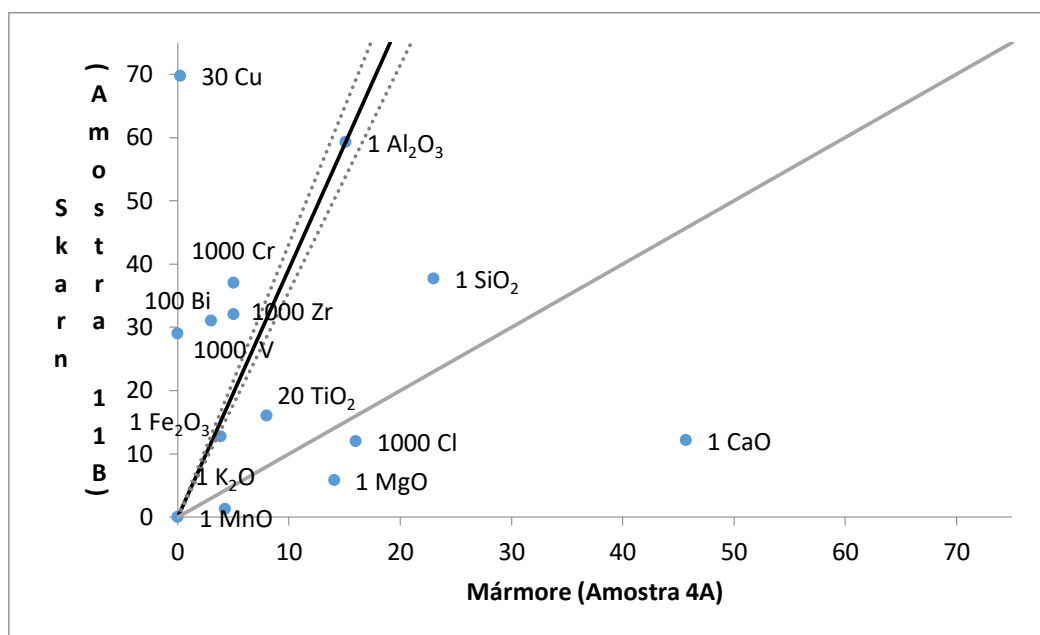
As amostras utilizadas no balanço de massa envolvendo a formação dos skarns foram a 4A (mármore) e 11B (skarn), que apesar de geograficamente distantes apresentam o mesmo contexto geológico, com o mármore da Formação Jucurutu sendo a rocha encaixante considerada como protólito original, onde este tipo de skarn foi formado.

O gráfico construído a partir do método de Grant (1986) para a formação dos skarns a partir do mármore indica uma variação de massa significativa entre as litologias mencionadas, sendo estimada um ganho de massa de 70% no processo de formação dos skarns (Figura 28).

Podem ser destacados, por serem metais de grande importância na indústria, o significativo aporte pelo fluido de Cu e Bi (quase 100%), elementos que na rocha original possuíam valores relativamente baixos (100 e 20 ppm, respectivamente) e no skarn formado passaram a ter teores extremamente elevados (2,3 e 0,29% respectivamente). Há que se mencionar também um ganho de massa de 36 e 40% de elementos também industrialmente importantes como Cr e V respectivamente, possuindo nessa ordem teores de 370 ppm e 320 ppm, além do ganho em massa de 34% de Zr. Estes dados são possivelmente reflexos da influência do substrato gnáissico na atuação do fluido metassomático, uma vez que tais elementos possuem mobilidade extremamente baixa.

Pode-se destacar também a grande perda de Ca, K, Mg e Si (90, 83, 86 e 53%, respectivamente) entre os elementos maiores analisados e detectados, tendo sido lixiviados pelo fluido, conseqüentemente empobrecendo o skarn nos mesmos, assim como Ti (40%) que demonstra uma perda de massa maior do que a esperada. Já o Fe, Mn e Al se comportam como elementos imóveis no sistema por se apresentarem na região da Isocon.

Figura 28: Diagrama representando o balanço de massa utilizando o método de Grant (1986), aplicado à formação dos skarns a partir dos mármore como substrato na Faixa Timbaúba-Malhada Limpa. Reta preta: Reta isocon. Retas cinzas pontilhadas: apresentam uma margem de 10% dos valores da reta isocon para mais e para menos, a fim de delimitar uma região de imobilidade química no sistema, na qual elementos que entram nessa região são considerados imóveis. Reta cinza contínua: Reta de variação de massa igual a zero ($\Delta M = 0$).



Fonte: O autor, 2021.

4.4.2 Biotita xisto turmalinizado

As amostras utilizadas para o balanço de massa envolvendo a formação desta litologia foram as amostras 10A (xisto com granada) e 10B (biotita xisto turmalinizado). A opção pela amostra do xisto com granada se dá pelo fato de que, entre todas as análises disponíveis, é a que possuía relação espacial mais direta com uma amostra do biotita xisto turmalinizado, já que ambas foram coletadas no mesmo afloramento.

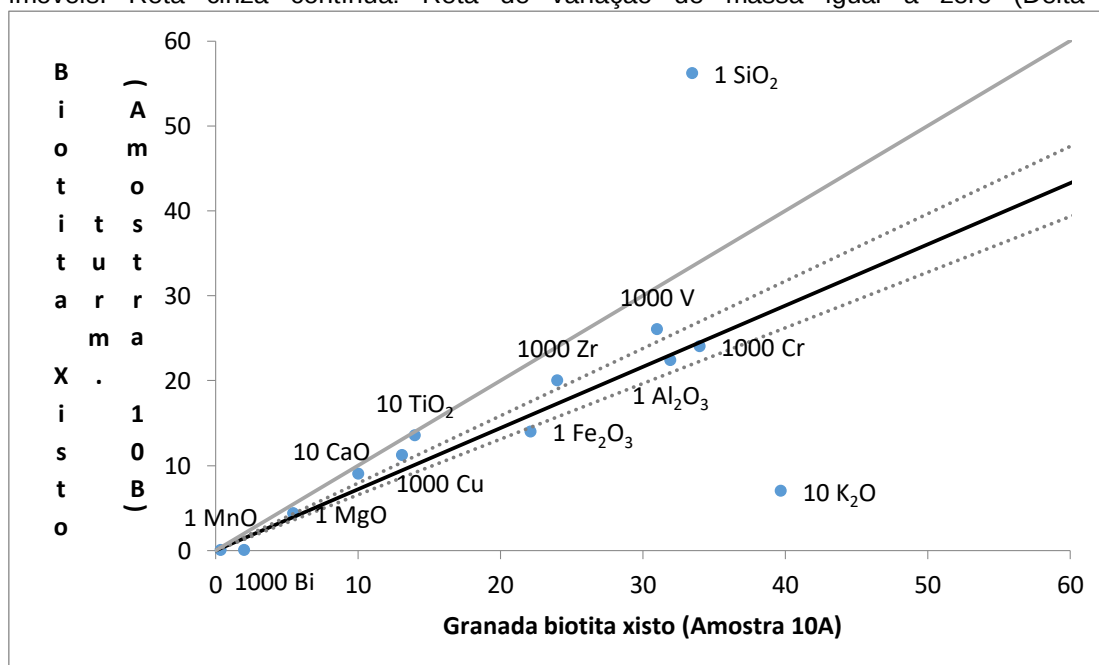
O gráfico construído utilizando o método de Grant (1986) para a formação dos xistos turmalinizados a partir do xisto da Formação Seridó, ao contrário do que ocorre nos skarns, apresenta uma mobilidade química muito discreta entre as litologias mencionadas, não havendo aparentemente variações de massa significativas entre os elementos químicos analisados (Figura 29). A variação total de massa é estimada em uma perda de 26% neste processo de turmalinização.

De aporte pelo fluido pode-se destacar apenas uma quantidade considerável de Si (57%). Este comportamento já seria esperado devido à formação destes xistos

turmalinizados estar relacionada provavelmente com fluidos provenientes de pegmatitos. Isto por se considerar que essa alteração metassomática/hidrotermal é observada preferencialmente nas zonas próximas ao contato com essas rochas ígneas na região do Seridó. Ademais, temos um leve acréscimo referente a elementos como Ti, V, Zr, Ca e Cu, mas em quantidades baixas (20, 17, 15, 12 e 12%, respectivamente). Por outro lado, é possível notar uma perda significativa referente ao K (60 %).

Os demais elementos químicos analisados são plotados no campo de baixa mobilidade do diagrama Isocon, indicando que os mesmos não foram nem aportados nem lixiviados pelo fluido metassomático/hidrotermal envolvido no processo de turmalinização dos xistos.

Figura 29: Diagrama representando o balanço de massa utilizando o método de Grant (1986), aplicado à formação dos biotita xistos turmalinizados a partir dos biotita xistos como substrato na Faixa Timbaúba-Malhada Limpa. Reta preta: Reta isocon. Retas cinzas pontilhadas: apresentam uma margem de 10% dos valores da reta isocon para mais e para menos, a fim de delimitar uma região de imobilidade química no sistema, na qual elementos que entram nessa região são considerados imóveis. Reta cinza contínua: Reta de variação de massa igual a zero ($\Delta M = 0$).



Fonte: O autor, 2021.

5 DISCUSSÃO

5.1 Características químicas do fluido metassomático nos Skarns e Rochas Metassomáticas da Faixa Timbaúba – Malhada

Com relação aos skarns, Souza Neto et al. (2008) e Hollanda et al. (2017) agrupam os skarns regionalmente em prógradados e retrógradados, sendo os prógradados compostos por bandamentos alternados de hornblenda $\pm$ diopsídio-hedenbergita, granada (grossulária) e plagioclásio cálcico (anortita). A pressão e temperatura estimadas para seu desenvolvimento foram estabelecidas entre 600°C e 550°C, e 3 kbar, respectivamente (Souza Neto et al., 2008).

Os skarns retrógradados exibem uma associação mineral diversificada incluindo escapolita-vesuvianita, epidoto-prehnita (incluindo calcita e quartzo) e zeolita (chabazita e stilbita) associados com sericita, clorita, calcita, clinozoisita e quartzo. Estudos de inclusões fluidas estimaram as condições de temperatura e pressão da escapolita-vesuvianita em 450°C e 380°C e 2 kbar respectivamente, enquanto nas associações minerais de mais baixa temperatura (zeólitas) em 300°C e 0,6 kbar (Salim, 1993).

No contexto deste trabalho tem-se skarns em contato com mármore, paragneisses e xistos, ocasionalmente cortados por veios de quartzo. Há ocorrências onde não foi possível identificar a rocha que o mesmo faz contato.

Em contato com mármore na área estudada, os skarns apresentam mineralogia referente tanto ao metassomatismo prógrado, exemplificada por diopsídio, tremolita-actinolita, calcita e plagioclásio, quanto ao metassomatismo retrógrado, de temperatura mais baixa, onde temos a formação de clorita, prehnita e sericita. Importante mencionar que há duas gerações de tremolita-actinolita, sendo uma delas posterior ao diopsídio, pois como pode ser visto no capítulo 4, é comum a actinolitização dos diopsídios. Zonas dos skarns em contato com mármore ou em contato com veios de quartzo apresentam deformações dúcteis relacionadas à pressão exercida pelo fluido durante interação com a rocha encaixante.

Há mármore que o metassomatismo gerou a cristalização de olivina, além de formar espinélio especialmente no contato entre a encaixante (mármore) e o skarn. Esta associação sugere um substrato magnésiano durante o estágio prógrado do fluido, informação corroborada pela análise química apresentada na Tabela 3, onde o mármore apresenta concentrações relativamente elevadas para Mg (14,06%). A

humitização das olivinas ocorre já no estágio retrógrado do metassomatismo devido ao aporte de $\text{H}_2\text{O-F}$.

Os skarns em contato com paragneisses demonstram uma associação mineral menos variável que os demais exemplares, sendo essencialmente compostos por quartzo, K-feldspato e diopsídio. Essa baixa variedade se dá provavelmente por sua encaixante gnáissica possuir baixo teor de CO_3^{-2} ($\approx 2\%$ de calcita), tratando-se de uma rocha essencialmente quartzo-feldspática. A mineralogia destes skarns sugere que seja um exemplar de skarn prógrado mencionado por Souza Neto et al. (2008).

Ocasionalmente veios de quartzo cortam skarns formando estruturas denominadas “stockworks”, onde em seus contatos pode-se observar registros do metassomatismo retrógrado da região, caracterizados pela actinolitização de diopsídios concomitantemente à formação de quartzo tardio. Este fato serve como evidência da percolação de um fluido hidrotermal tardio com $\text{SiO}_2\text{-Ca}$. A partir desse momento, mas sendo mais evidente a temperaturas mais baixas, temos uma intensa formação de clorita, sericita e prehnita no contato do skarn com o veio, indicando locais com maior circulação de fluido enriquecido em $\text{H}_2\text{O-K-Ca}$, sendo este possivelmente o momento de mais baixa temperatura ($< 300\text{ }^\circ\text{C}$; Salim et al., 1994) do pulso metassomático relatada para a região do Seridó.

Em porções dos skarns mais distais ao contato com a encaixante, a composição dos mesmos é essencialmente formada por anfibólios do tipo hornblenda ou tremolita-actinolita (“actinolitos”) e piroxênio do tipo diopsídio. Toda essa composição mineralógica é congruente com o metassomatismo prógrado da região, mas também apresentando componentes referentes à fase retrógrada como a tremolita-actinolita, que se dá de maneira polifásica com duas gerações observadas, sendo uma delas posterior à formação de malaquita, que será discutido no próximo subitem.

Apesar de o xisto Seridó possuir turmalinas euédricas inclusas (cristais < 40 micrômetros) em biotitas, sua intensa turmalinização (cristais relativamente maiores de até 400 micrômetros) gerada a partir da interação destes com fluidos hidrotermais provenientes de pegmatitos (Figura 6A) pertencentes à última fase magmática na região (ca. 500 Ma; Hollanda et al. 2019) denota um aporte considerável de elementos como B e F pelo fluido, muito comum em pegmatitos, formando turmalinas metassomáticas, anédricas a subédricas a partir da reação do fluido com

minerais pré-existent, como biotitas (figuras 12G e 12H). Além disso, a hematização das biotitas (Figuras 12K e 12L) indica que este fluido metassomático rico em B agiu sob condições oxidantes com relação ao nível de fugacidade de O_2 (fO_2).

Os pegmatitos, do tipo homogêneo, da região estudada, possuem ocasionalmente mineralizações de Cu (0,18 % – 1,03 % segundo dados de Chaves, 1947) caracterizadas por minerais como calcopirita e malaquita, além de teores de Au (194 ppb) + Bi (20 ppm) + Ag (9,6 ppm) (Cavalcanti Neto, 2008), indicando assim também um aporte destes elementos pelo fluido. Como consequência, tem-se nos xistos turmalinizados, mesmo que em baixas quantidades, ocorrências de minerais como calcopirita (<1%) e pirita (1%), além de hematita (6%), que juntos tendem a indicar um sistema geoquímico de Fe-Cu-S na interação destes fluidos metassomáticos com a rocha encaixante. O Fe já estava presente no substrato anteriormente à interação com o fluido, não sendo aportado pelo mesmo, hipótese corroborada através do balanço de massa realizado nas análises químicas do xisto Seridó e biotita xisto turmalinado, possuindo o fluido a importância de reativar o sistema através de calor, pressão e aporte de outros elementos como Cu e Si. Outra evidência deste cenário é a oxidação da biotita vista nessa rocha alterada, indicando que o Fe passa a ser Fe^{+3} , portanto imóvel.

5.2 Paragêneses Minerais das mineralizações metassomáticas de Cu da Faixa Timbaúba – Malhada Limpa

As mineralizações de Cu estudadas foram observadas concentradas principalmente em planos de fratura localizados em skarns descritos como “actinolitos” (capítulo 4.1.6.2), assim chamados devido à relativa elevada quantidade deste mineral em sua composição. O mineral-minério mais abundante visto em campo é a malaquita, mas como será discutido a partir do próximo parágrafo, até chegar à formação da malaquita têm-se evidências neste trabalho que houve alguns processos intermediários.

Algumas informações essenciais se dão a partir de associações minerais menos abundantes, como a transformação de pirita (tanto metamórfica quanto metassomática prógrada) para covellita (Figuras 17A, 17B, 17C e 17D), seguida pela alteração desta última para malaquita (Figuras 17G, 17H, 17I e 17J) (Tabela 1).

Esta sequência paragenética nos indica possíveis mudanças implicadas pela atuação do fluido. Já que para formação de covellita a partir da pirita é necessário, além do óbvio aporte de Cu comprovado pela Figura 28 no capítulo referente ao balanço de massa, ou um aumento considerável na fugacidade de S_2 (saindo $\approx$ de -8 para -5 aproximadamente) mantendo a temperatura constante ($\approx 350^\circ\text{C}$), ou uma diminuição de temperatura também considerável ($\approx 550^\circ\text{C}$ para pirita e $\approx 350^\circ\text{C}$ para covellita), sob condições de fugacidade de S_2 constantes (Figura 30A; Fontboté et al., 2017). Claro, há outras trajetórias possíveis combinando essas duas situações, mas faltam, até este momento, dados termobarométricos e/ou isotópicos e/ou de inclusão fluida para que se saiba a trajetória de forma mais precisa dessa sequência de cristalização. No entanto, tendo apenas estas informações, o mais provável parece ser uma cristalização gerida por uma simples queda na temperatura mantendo-se a fugacidade de S_2 constante. Importante deixar claro que nesse gráfico a proposta do autor é a formação de covellita a partir de digeonita. Entretanto neste atual trabalho tem-se a evidência textural (Figuras 17A, 17B, 17C, 17D, 17I e 17J) que a covellita foi gerada a partir da pirita, que segundo o gráfico pode ocorrer em circunstâncias similares à digeonita. Alternativamente, a covellita pode ter sido formada a partir da calcopirita, que teria sido completamente consumida na reação, restando apenas pirita texturalmente relacionada à covellita. Além disso, segundo gráfico apresentado por Fontboté et al. (2017; Figura 30A), a formação de covellita se dá a temperaturas abaixo de 450°C , o que regionalmente falando, na Faixa Seridó, coloca sua formação a partir da fase do metassomatismo retrógrado.

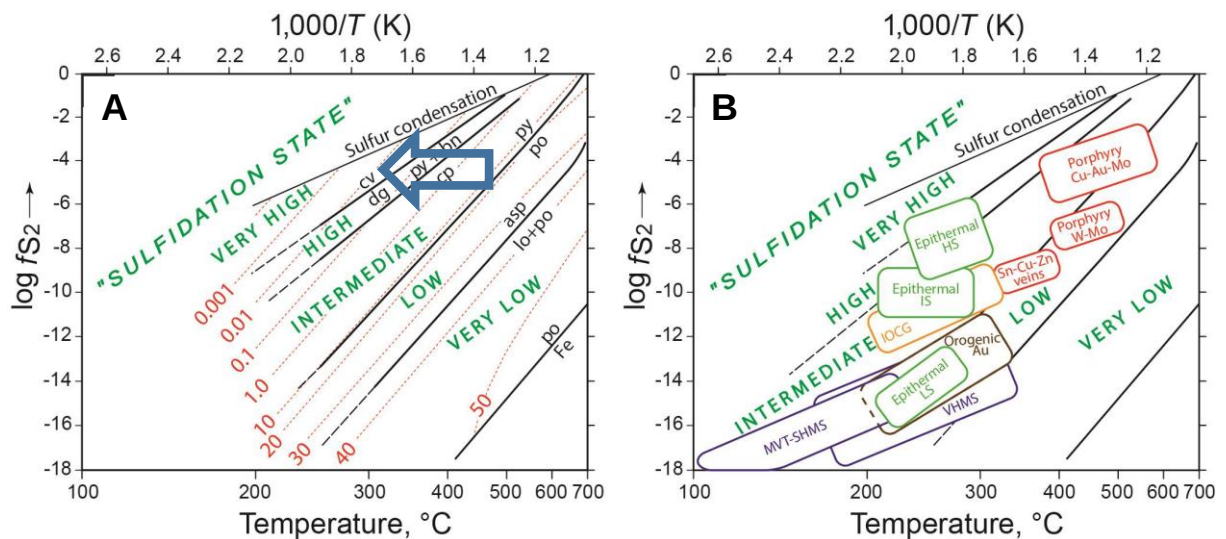
Essa hipótese mencionada no parágrafo anterior sobre as alterações mineralógicas causadas pela queda de temperatura é corroborada pela sequência de cristalização subsequente, com a formação de malaquita a partir de covellita e, mais tardiamente, aparente lixiviação do Cu e alteração daquela para calcita + argilomineral, denotando a cada alteração uma queda na temperatura do sistema a partir do metassomatismo retrógrado.

Foi a partir do metassomatismo retrógrado que houve o aporte de Cu mais significativo pelo fluido no sistema, com consequente formação de covellita a partir da alteração da pirita, além da formação de toda a mineralogia característica do metassomatismo retrógrado regional, composta por epidoto + clorita + sericita + calcita + prehnita. A partir daí, com a perda natural de temperatura do sistema, sem haver novas fontes (e.g. novos pulsos metassomáticos) de calor, a covellita se

alterou para malaquita (Figuras 17G, 17H, 17I e 17J), carbonato comumente formado a temperaturas mais baixas (< 350 °C; Simpson et al., 1964; Kiseleva et al., 1992). Por fim, uma última geração de clorita ± sericita ± epidoto ± calcita ocorre preenchendo fraturas ou substituindo minerais pré-existentes como os que antes haviam sido responsáveis pela formação de malaquita.

Outro aspecto complementar importante a ser mencionado é trazido pela Figura 30B, a qual nos mostra que o alto grau de fugacidade de S_2 necessário para formação de covellita mostrado na Figura 30A é costumeiramente observado em depósitos epigenéticos. Na região do Seridó estes depósitos estão relacionados a ocorrências e explorações de Ag e, principalmente Au, sendo este aspecto, portanto, interessante do ponto de vista prospectivo da região.

Figura 30: Diagramas considerando: A - Temperatura vs. Fugacidade de S_2 para formação de sulfetos; B - Temperatura vs. Fugacidade de S_2 para diferentes tipos de depósitos. Seta indicando o provável sentido de cristalização da covellita a partir da pirita. Significado das abreviações: cv – covellita; dg – digeonita; py – pirita; bn – bornita; cp – calcopirita; po – pirrotita; asp – arsenopirita; lo – loellingita.



Adaptado de Fontboté et al. (2017)

6 CONCLUSÃO

1. Os skarns mineralizados estudados possuem teores considerados elevados de Cu (2,32%) e Bi (2.900 ppm), ambos elementos aportados pelo fluido metassomático como demonstrado pelo balanço de massa no referente capítulo. Esta conclusão é corroborada por pegmatitos da região com minerais cupríferos como malaquita (Figuras 6, 12C, 12D, 12E, 12G, 12H), sendo mais um indício do aporte de tal elemento.
2. Este trabalho mostra que as mineralizações cupríferas denotadas por covellita + malaquita são provavelmente provenientes de alteração da pirita, e se deram por aporte de Cu pelo a partir da fase retrógrada do metassomatismo (abaixo de 450°C), não sendo necessário mais de um evento metassomático, e sua sequência de cristalização foi controlada por queda de temperatura do sistema.
3. Caso o sistema não tivesse perdido temperatura a ponto da associação pirita + covellita + malaquita ser alterada para associações minerais de temperatura ainda mais baixa (< 300 °C) com calcita + argilominerais, teria potencial para uma maior preservação dos minerais de Cu, apesar da possibilidade dos argilominerais possivelmente preservarem um pouco deste Cu.
4. Durante o processo de turmalinização dos xistos ocorreu um aporte considerável e já esperado de Si por fluidos pegmatíticos, sendo um elemento essencial para a intensa geração das turmalinas, além do B que ocorre neste mineral. O Fe presente nos biotita xistos turmalinizados, tendo as hematitas (Fe^{+3}) como principal mineral-minério, provavelmente não foi aportado pelo fluido, já estando presente no substrato anteriormente aos eventos metassomáticos em minerais opacos e biotitas, como demonstrado no capítulo referente ao balanço de massa. Apenas o fluido metassomático envolvido tinha uma fugacidade de O_2 relativamente elevada, promovendo a oxidação para Fe^{+3} , que é imóvel, contrariamente ao Fe^{+2} . A oxidação observada nos cristais de biotita do xisto turmalinado dá suporte a tal proposição.

REFERÊNCIAS

- Almeida F. F. M., Leonardos Jr, O. H., Valença, J. 1967. Review on granitic rocks of Northeast South America. IUGS/UNESCO Symposium. Recife. 41 p.
- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Brito Neves, B. B., Fuck, R. A., 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, 17:1-29.
- Araújo M. N. C., Alves da Silva FC, Jardim de Sá E. F., 2001. Pegmatite emplacement in the Seridó belt, northeastern Brazil: late stage kinematics of the Brasiliano orogen. *Gondwana Res.*, 4:75–85.
- Araújo M. N. C., Vasconcelos P. M., Alves da Silva F.C., Jardim de Sá E. F., Sá J. M, 2005. ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology of gold mineralization in Brasiliano strike-slip shear zone in the Borborema Province, NE Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.*, 19:445–460.
- Archanjo C.J. & Bouchez J.L., 1991. Le Seridó - une chaîne transpressive dextre au Protérozoïque Supérieur du Nord-Est du Brésil. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 162: 637-647.
- Archanjo C. J., 1993. Fabriques de plutons granitiques et déformation crustal du nordest du Brésil: une étude par anisotropie de susceptibilité magnétique de granites ferromagnétiques. DrSc thesis, Lab Pétrroph et Tect, Univ de Toulouse III, France.
- Archanjo C. J., Bouchez J. L., Corsini M., Vauchez A., 1994. The Pombal granite pluton: magnetic fabric and relationships with the Brasiliano strike-slip tectonics of NE Brazil. *Journal of Structural Geology*, 16:323–336.
- Archanjo C.J., Silva E. R., Caby R., 1999. Magnetic fabric and pluton emplacement in a transpressive shear zone system: the Itaporanga porphyritic granitic pluton (northeastern Brazil). *Tectonophysics*, 312:331–345.
- Archanjo C.J., Viegas L.G.F., Hollanda M.H.B.M., Souza L.C., Liu D., 2013. Timing of the HT/LP transpression in the Neoproterozoic Seridó Belt (Borborema Province,

Brazil): constraints from U-Pb (SHRIMP) geochronology and implications for the connections between NE Brazil and West Africa. *Gondwana Res.*, 23, 701-714.

Bertrand J.M. & Jardim de Sá E.F., 1990. Where are the Eburnian-Transamazonian Belts? *Canadian Journal of Earth Sciences*, 27: 1382-1393.

Bittar S. M. B., 1999. Faixa Piancó-Alto Brígida: terrenos tectono-estratigráficos sob regimes metamórficos e deformacionais contrastantes. PhD Thesis. Universidade de São Paulo.

Boumans P., & R. Klockenkämper, 1988. - Total reflection X-ray fluorescence spectrometry. *Proc. of the Second Workshop on TXRF*, Dortmund, 26-27 May. *Spectrochim. Acta*, 44B: 433, 1989.

Brito Neves B. B., Cordani U. G., 1991. Tectonic evolution of South America during the late Proterozoic. *Precambrian Research*, 53:23 - 40.

Brito Neves B.B., Santos E.J., Van Schmus W. R., 2000. Tectonic history of the Borborema Province, Northeastern Brazil. In: Cordani, U., Milani, E. J., Thomaz Filho, A., Campos, D. A. (Eds.). *Tectonic evolution of South America*. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil, 151–182.

Brito Neves B.B., Van Schmus W. R., Fetter A., 2002. North-western Africa–North-eastern Brazil. Major tectonic links and correlation problems. *Journal of African Earth Sciences*, 34 (3-4): 275-278.

Caby R., 1989. Precambrian terranes of Benin-Nigeria and northeast Brazil and the late Proterozoic South Atlantic fit In: Dallmeyer, R. D. (ed). *Terranes in the circum-Atlantic Paleozoic orogens*. Geological Society of America, Special Papers 230:145-158.

Caby R, Arthaud M.H., Archanjo C.J., 1995. Lithostratigraphy and petrostructural characterization of supracrustal units in the Brasiliano Belt of Northeast Brazil: geodynamic implications. *J. S. Am. Earth Sci.* 8:235–246

Cavalcanti Neto M.T.O., 2008. A Faixa cuprífera do Rio Grande do Norte e Paraíba e as relações de contato entre as Formações Equador e Seridó. *Holos*, 24 (3):105-118.

Chaves O. P., 1947. DNPM. Cobre em Pedra branca, Boletim Número 81.

Cunha de Souza L., 1996. Zoneographie métamorphique, chimie des minéraux, géochronologie $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et histoire P-T-t des micaschistes englobant le massif gabbrogranitique d'Acari (Brasiliano), Ceinture mobile du Seridó (NE du Brésil). Belgium. Dr. Sc. Thesis – Université Catholique de Louvain, 345 p.

Da Silva M.R.R., 1993. Petrographical and geochemical investigations of pegmatites in the Borborema Pegmatitic Province of Northeastern Brazil. DrSc thesis, Ludwig Maximilians Univ München, Germany.

Dantas E.L., Van Schmus W.R., Hackspacher P.C., Fetter A.H., Brito Neves B.B., Cordani U., Nutman A.P., Williams I.S., 2004. The 3.4–3.5 Ga São José do Campestre massif, NE Brazil: remnants of the oldest crust in South America. *Precambrian Research*, 130:113-137.

Dantas E.L., Souza Z.S., Wernick E., Hackspacher P.C., Xiaodong D., Li J.W., 2013. Crustal growth in the 3.4-2.7Ga São José de Campestre Massif, Borborema Province, NE Brazil. *Precambrian Research* 227:120-156.

Einaudi M. T., Mecnert, Newberry R.J., 1981. Skarn Deposits. *Economic Geology*, 75.

Einaudi M. T. & Burt D. M., 1982. Introduction; terminology, classification, and composition of skarn deposits. *Economic Geology*, 77(4): 745-754.

Fontboté L., Kouzmanov K., Chiaradia M., Pokrovski G. S., 2017. Sulfide minerals in hydrothermal deposits. *Elements*, 13(2): 97-103.

Grant J. A., 1986. The isocon diagram; a simple solution to Gresens' equation for metasomatic alteration. *Economic Geology*, 81(8): 1976-1982.

Gresens R. L., 1967. Composition-volume relationships of metasomatism. *Chemical Geology*, 2: 47-65.

Hollanda M.H.B.M., Archanjo C.J., Souza L.C., Dunyi L., Armstrong, R., 2011. Long-lived paleoproterozoic granitic magmatism in the Seridó-Jaguaribe domain, Borborema Province – NE Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* 32:287-300.

Hollanda M.H.B.M., Archanjo C.J., Bautista J.R., Souza L.C., 2015. Detrital zircon ages and Nd isotope compositions of the Seridó and Lavras de Mangabeira basins (Borborema Province, NE Brazil): evidence for exhumation and recycling associated with a major shift in sedimentary provenance. *Precambrian Res.* 258:186-207.

Hollanda M.H.B.M., Souza Neto J.A., Archanjo C.J., Stein H., Maia A.C.S., 2017. Age of the granitic magmatism and the W-Mo mineralization in skarns of the Seridó belt (NE Brazil) based on zircon U-Pb (SHRIMP) and molybdenite Re-Os dating. *J. S. Am. Earth Sci.* 79:1-11.

IAEA - Internacional Atomic Energy Agency, 1970. Radioisotope X-ray fluorescence Spectrometry. Technical Reports series no.115, , 102 pag. Jardim de Sá E. F., 1984. Geologia da região Seridó: reavaliação de dados. SBG VIII Simp. Geol. Nordeste, 2003. 9:278-296.

Jardim De Sá E. F., 1994. A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e seu Significado Geodinâmico na Cadeia Brasileira / Pan Africana. Unpublished Ph.D. Thesis. UnB, Brasília, Brazil, 803 pp. (In Portuguese with English Abstract.).

Jardim de Sá E. F., Trindade R.I.F., Hollanda M.H.B.M., Araújo J.M.M., Galindo A.C., Amaro V.E., Souza Z.S., Vigneresse J.L., Lardeaux J.M., 1999. Brasileiro syntectonic alkaline granites emplaced in a strike slip/extensional setting (Eastern Seridó Belt, NE Brazil). *An. Acad. Bras. Ci.*, 71:17–27.

Johnston J.R, 1945. Beryl-tantalite pegmatites of Northeastern Brazil. Geological Society of America Bulletin, 56: 1015-1070.

Kiseleva I. A., Ogorodova L. P., Melchakova L. V., Bisengalieva M. R., Becturganov N. S., 1992. Thermodynamic properties of copper carbonates—malachite $\text{Cu}_2(\text{OH})_2\text{CO}_3$ and azurite $\text{Cu}_3(\text{OH})_2(\text{CO}_3)_2$. Physics and Chemistry of Minerals, 19(5): 322-333.

Kreiner D. C. & Barton M. D., 2017. Sulfur-poor intense acid hydrothermal alteration: A distinctive hydrothermal environment. Ore Geology Reviews, 88:174-187.

Legrand J.M., Deutsch S., Cunha de Souza L., 1991. U–Pb dating and granitogenesis of the Acari Massif, RN. Extended abstracts, 14th Northeast Geological Symposium, Recife, Brazil, 12:172–174 (in Portuguese)

Legrand, J. M. & Magini, C., 1992. Avaliação das condições termodinâmicas e dos movimentos de matéria na transformação de um granito em um muscovita-quartzito numa zona de cisalhamento. SBG/Cong. Bras. Geol, 37: 433-435.

Legrand J. M., Luiz-Silva W., Cunha de Souza L., 1995. Os micaxistos da Formação Seridó: Um único evento metamórfico progressivo do Ciclo Brasileiro. SBG/Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 16:361-365.

Leite P. R. B., Bertrand J. M., de Lima E. S., Leterrier J., 2000. Timing of granitic magmatism in the northern Borborema Province, Brazil: a U–Pb study of granitoids from the Alto Pajeú Terrain. J. S. Am. Earth Sci., 13(6):549-559.

Lide D. R. (Ed.), 2004. *CRC handbook of chemistry and physics* (Vol. 85). CRC press.

Lima E. A. M., Wanderley A. A., Vieira Â. T., Medina A. I. M. D., Barbosa A. J., Vasconcelos A. M., Calheiros M. E. V. D., 1980. Projeto Scheelita do Seridó: relatório final.

Lima E.S., Pessoa R.J.R., Accioly A.C.A., 1989. O metamorfismo de contato causado pelo gabronorito de Totoró, Currais Novos, Rio Grande do Norte, Nordeste Brasileiro. *Rev. Bras. Geociências* 19: 323 e 329.

Lima R.G., Archanjo C.J., Macedo J.W.P., Melo Júnior G., 2000. Magnetic susceptibility anomalies in the Teixeira granitic batholith (Borborema Province, northeastern Brazil) and its relationship with the Itapetim shear zone. *Rev Bras Geoc*, 30:685–692 (in Portuguese).

Maranhão R., 1970. Geologia econômica da região de Currais Novos-RN (Doctoral dissertation, Universidade de São Paulo).

Medeiros V.C., 2004. Evolução geodinâmica e condicionamento estrutural dos Terrenos Piancó-Alto Brígida e Alto Pajeú, Domínio da Zona Transversal, NE do Brasil. Tese de doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 200p.

Meinert L. D., 1989. Gold skarn deposits-geology and exploration criteria. *Econ. Geol. Monograph*, 6:537-552.

Nascimento M.A.L., Calindo A.C., Medeiros V.C., 2015. Ediacaran to Cambrian magmatic suites in the Rio Grande do Norte domain, extreme Northeastern Borborema Province (NE of Brazil): current knowledge. *J. S. Am. Earth Sci.* 58:281-299.

Neves S. P., 2003. "Proterozoic History of the Borborema Province (NE Brazil): Correlations with Neighboring Cratons and Pan-African Belts and Implications for the Evolution of Western Gondwana." *Tectonics* 22(4):1031-1044.

Neves S. P., 2015. Constrains from zircon geochronology on the tectonic evolution of the Borborema Province: Widespread intracontinental Neoproterozoic reworking of a Paleoproterozoic accretionary orogen. *Journal of South American Earth Sciences* 58:150-164.

Oliveira E.P., Toteu S.F., Araújo M.N.C., Carvalho M.J., Nascimento R.S., Bueno J.F., Naughton N., Basilici G., 2006. Geologic correlation between the Neoproterozoic Sergipano Belt (NE Brazil) and the Yaoundé Belt (Cameroon Africa). *Journal of African Earth Sciences*, 44:470-778.

Salim J., 1993. Géologie, pétrologie et géochimie des skarns à scheelite de la Mine Brejuí, Currais Novos, région du Seridó, NE du Brésil. DrSc thesis, Univ Catholique de Louvain, Belgium.

Salim J., Verkaeren J., Giuliani G., 1994. Alteração hidrothermal dos skarns da mina Brejui, Currais Novos (RN). *Cong. Brasi. Geol.* XXXVIII, 1:278-280.

Santos E.J., Souza Neto J.A., Silva M.R.R., Beurlen H., Cavalcanti J.A.D., Silva M.G., Dias V.M., Costa A.F., Santos L.C.M.L., Santos R.B., 2014. Metalogênese das porções norte e central da Província Borborema, in: Silva, M.G., Rocha Neto, M.B., Jost, H., Kuyumjian, R.M. (Orgs.), *Metalogênese das províncias tectônicas brasileiras*, CPRM, Belo Horizonte, pp. 343-388.

Silva W. L., 2000. Mineralizações auríferos em veios de quartzo na faixa Seridó, NE do Brasil: exemplos de depósitos de ouro de fácies anfibolito em faixa móvel proterozóica (Doctoral dissertation, Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista, 20.04. 2000.).

Simpson D. R., Fisher R., Libsch K., 1964. Thermal stability of azurite and malachite. *American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials*, 49(7-8): 1111-1114.

Souza Z.S., Kalsbeek F., Deng X. D., Frei R., Kokfelt T.F., Dantas E.L., Li J.W., Pimentel M.M., Galindo A.C., 2016. Generation of continental crust in northern part of the Borborema Province, northeastern Brazil, from Archean to Neoproterozoic. *Journal of South American Earth Sciences*, 68: 68-96.

Souza Neto J. A., 1999. Genesis of the Bonfim and Itajubatiba gold skarn deposits, northeastern Brazil: a study based on isotopes, trace elements and fluid inclusions (Doctoral dissertation, UCL-Université Catholique de Louvain).

Souza Neto J.A., Legrand J.M., Volfinger M., Pascal M.L., Sonnet P.H., 2008. W-Au Skarns in the Neo-Proterozoic Seridó Mobile Belt, Borborema Province in northeastern Brazil: an overview with emphasis on the Bonfim deposit. *Mineralium Deposita*, 43 (2):185-205.

R. Tertian, and F. Claisse, 1982. Principles of Quantitative X-ray Fluorescence Analysis. *Mineralogical Magazine*, 47(345): 571-571.

Toteu S. F. et al., 1990. Metamorphic zircons from North Cameroon; implications for the Pan-African evolution of Central Africa. *Geologische Rundschau*, 79 (3): 777-788.

Toteu S. F. et al., 1994. U-Pb and Sm-Nd evidence for Eburnian and Pan-African high-grade metamorphism in cratonic rocks of southern Cameroon. *Precambrian Research*, 67 (3-4): 321-347.

Toteu S. F. et al., 2001. New U-Pb and Sm-Nd data from north-central Cameroon and its bearing on the pre-Pan African history of central Africa. *Precambrian Research*, 108 (1-2):45-73.

Trompette R.R., 1994. Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma). Pan-African-Brasiliano Aggregation of South America and Africa. A.A. Balkema, Rotterdam.

Trompette R., 1997. Neoproterozoic (~600 Ma) aggregation of Western Gondwana: a tentative scenario. *Precambrian Research*, 82: 101-112.

Van Schmus W.R., Hackspacher P.C., Dantas E.L., 1995. Geochronology of the metamorphism associated to the Transamazônico (Eburnian) collisional tectonic: U-Pb in zircon and titanite. Extended Abstracts, 5th Tectonic Nacional Symposium, Gramado, Brasil, 379–381.

Van Schmus W.R., Brito Neves B.B., Willians I.S., Hackspacher P.C., Fetter A.H., Dantas E.L., Babinski M., 2003. The Seridó Group of NE Brazil, a late Neoproterozoic pre- to syn- collisional basin in West Gondwana: insights from SHRIMP U-Pb detrital zircon ages and Sm-Nd crustal residence (TDM) ages. *Precambrian Research*, 127 (4):287–327.

Van Schmus W.R., Oliveira E.P., Silva Filho A.F., Toteu F.S., Penaye J., Guimarães I.P., 2008. Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt, in: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A., Brito Neves, B.B., De Wit, M.J. (Eds.), *West Gondwana: pre-cenozoic correlations across the South Atlantic region*. Geological Society Special Publication 294: 69–99.

Van Schmus W. R., Kozuch M., Brito Neves B. B., 2011. Precambrian history of the Zona Transversal of the Borborema Province, NE Brazil: Insights from Sm-Nd and U-Pb geochronology. *Journal of South American Earth Sciences* 31:227-252.

Vaucher A., Neves S. P., Caby R., Corsini M., Egydio-Silva M., Arthaud M., Amaro V., 1995. The Borborema shear zone system, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 8:247-266.

Velásquez Ruiz F., Dell Giustina M.E.S., Oliveira C.G., Dantas E.L., Hollanda M.H.B., 2018. The 3.5 Ga São Tomé layered mafic-ultramafic intrusion, NE Brazil: Insights into a Paleoarchean Fe-Ti-V oxide mineralization and its reworking during West Gondwana assembly. *Precambrian Res.*, 326: 462-478.