Universidade Federal do Pará

Faculdade de Geologia

Instituto de Geociências

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
FACULDADE DE GEOLOGIA

HANNA PAULA SALES PAIVA

# ESTUDO PETROGRÁFICO E GEOQUÍMICO DAS FORMAÇÕES FERRÍFERAS E ROCHAS ASSOCIADAS DA MINA PEDRA BRANCA DO AMAPARI, AMAPÁ.

BELÉM – PARÁ
SETEMBRO - 2013

HANNA PAULA SALES PAIVA

# ESTUDO PETROGRÁFICO E GEOQUÍMICO DAS FORMAÇÕES FERRÍFERAS E ROCHAS ASSOCIADAS DA MINA PEDRA BRANCA DO AMAPARI, AMAPÁ.

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado à Faculdade de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará - UFPA, em cumprimento às exigências para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Raimundo Netuno Nobre Villas.

BELÉM – PARÁ
SETEMBRO - 2013

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)
Sistema de Bibliotecas da UFPA

P149e Paiva, Hanna Paula Sales

Estudo petrográfico e geoquímico das formações ferríferas e rochas associadas da mina pedra branca do Amapari, Amapá / Hanna Paula Sales Paiva – 2013

72 f. : il.

Orientador: Raimundo Netuno Nobre Villas

Trabalho de Conclusão de Curso (graduação em geologia) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Faculdade de Geologia, Belém, 2013.

1. Petrologia. 2. Formações Ferríferas Bandadas. 3. Rochas calciossilicáticas. 4. Fácies epidoto-anfibolito. 5. Discriminação química. 6. Mina Pedra Branca do Amapari. I. Villas, Raimundo Netuno Nobre, *orient*. II. Universidade Federal do Pará. III. Título.

CDD 22ª ed.: 552

HANNA PAULA SALES PAIVA

# ESTUDO PETROGRÁFICO E GEOQUÍMICO DAS FORMAÇÕES FERRÍFERAS E ROCHAS ASSOCIADAS DA MINA PEDRA BRANCA DO AMAPARI, AMAPÁ.

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado à Faculdade de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará - UFPA, em cumprimento às exigências para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Data da Aprovação: ___/___/___
Conceito: _____
Banca Examinadora:

_____
Prof. Raimundo Netuno Nobre Villas - Orientador
Doutor em Geologia
Universidade Federal do Pará

_____
Prof. Evaldo Raimundo Pinto da Silva – Membro
Doutor em Geologia
Universidade Federal do Pará

_____
Profª Rosemery da Silva Nascimento – Membro
Doutora em Geologia
Universidade Federal do Pará

*À minha família, por todo amor, apoio e dedicação prestados ao longo da minha vida.*

## AGRADECIMENTOS

Ao meu bom Deus, pela vida e por todas as bençãos concedidas;

Aos meus pais Ângela e Elias, de quem recebi todo o amor, dedicação, incentivo e compreensão;

À melhor irmã que alguém poderia ter: Adriana;

À Universidade Federal do Pará e ao Instituto de Geociências pelo suporte necessário para a execução deste trabalho;

Ao meu orientador Prof. Dr. Netuno Villas, por sua paciência, correções e dedicação para a realização deste trabalho, além da amizade e dos valiosos conselhos;

À empresa Anglo American pela disponibilização de dados para a efetivação do presente trabalho;

Aos funcionários e técnicos do Instituto de Geociências, em especial ao geólogo Henrique Almeida, professor Claúdio Lamarão e à técnica Ana Paula pela grande paciência e ajuda para obtenção das imagens de MEV; ao prof. Rômulo Angélica pela ajuda na interpretação de dados difratométricos; à técnica Manoella Cavalcante pelo auxílio nas análises químicas; e à geóloga Fabriciana Guimarães pela disposição em ajudar na aquisição de fotomicrografias;

Ao grupo GSED por ceder o espaço para adquirir as fotomicrografias;

Aos meus amigos e companheiros de curso: Roberta Cavalcante, Caroline da Cunha, Regiane Santos, Raphael Primo e Lílian Paula, pela amizade, força e companheirismo;

Ao Douglas Pereira e ao Luciano Castro pela grande colaboração para o desenvolvimento deste trabalho;

Aos demais companheiros da turma de geologia 2009: Almir, Ana, Alex, Brenda, Bruno, David, Jaqueline, Jhon, João Paulo, Kauê, Luís, Paulo, Raquel, Saulo e Thainá, pelos bons momentos na universidade e nas viagens de campo;

Aos amigos queridos da turma de 2010: Dayane Coelho, Franco Felipe, Reinaldo Melo, Ailton Brito e Edson Louzada pela valorosa amizade e momentos de descontração que tivemos;

À minha equipe de Mapeamento Geológico I e II: João Victor, Iara Santos, Aldemir Sotero e Thomas Moraes, pelos momentos de aprendizado e muita diversão;

A todos que direta ou indiretamente contribuíram para a execução deste trabalho.

OBRIGADA!

*“Agrada-te do Senhor, e Ele satisfará aos desejos do seu coração.*

*Entregue o teu caminho ao Senhor, confia Nele, e o mais Ele fará.”*

*Salmo 37, 4-5.*

## RESUMO

A mina Pedra Branca do Amapari está localizada à cerca de 18 km a SE da cidade de Serra do Navio, no estado do Amapá, e dela tem sido lavrado minério de ferro oriundo de formações ferríferas bandadas que pertencem à Suíte Metamórfica Vila Nova (SMVN), de idade paleoproterozoica. Este estudo objetivou caracterizar petrográfica e quimicamente essas formações, bem como as rochas a elas associadas, estimar as condições sob as quais o pacote rochoso foi metamorfisado e registrar possíveis evidências de atividade hidrotermal pós-metamorfismo na área da mina. Com base em dados mineralógicos e texturais, subsidiados por microscopia eletrônica de varredura (MEV-EDS) e difração de raios-X, foram identificadas três principais variedades litológicas: a) formações ferríferas (FFB); b) xistos; e c) rochas calciossilicáticas, nas primeiras reconhecidos tanto itabiritos como FFB com anfibólio. Compondo essas rochas, várias associações mineralógicas foram definidas: quartzo – hematita – magnetita ± pistacita ± apatita ± hercinita ± granada, quartzo – hematita – magnetita – actinolita ± pistacita ± apatita e actinolita – microclina – biotita – quartzo – diopsídio – hematita – magnetita ± titanita, respectivamente para os itabiritos, FFB com anfibólio e xistos, além de actinolita – quartzo – hematita - magnetita ± epidoto, diopsídio – calcita – actinolita – quartzo – hematita - magnetita ± hercinita e diopsídio – magnetita – quartzo - hematita para as rochas calciossilicáticas. Estas paragêneses são consistentes com derivação a partir de rochas sedimentares (químicas e clásticas), que foram depositadas em ambiente de plataforma passiva e, subsequentemente, submetidas a condições de metamorfismo regional da fácies epidoto-anfibolito. A presença de hercinita é indicativa de que podem ter prevalecido as condições de mais alta pressão desta fácies, de modo que seriam plausíveis, para a estabilização daquelas paragêneses, os intervalos de P=7-10 kb e T=500-650$^{o}$C. As FFB tiveram como protólitos possivelmente jaspilitos ou rochas similares, admitindo-se no caso das FFB com anfibólio alguma contaminação dos sedimentos ferrífero-silicosos com material carbonático. Para os xistos, os protólitos podem ter sido grauvacas feldspáticas com matriz pelítico-carbonática, enquanto que as rochas calciossilicáticas foram possivelmente derivadas de margas. Quimicamente, FFB, xistos e

rochas calciossilicáticas podem ser rigorosamente distinguidas em termos de $SiO_2$, $Fe_2O_{3(t)}$, CaO e MgO, que são seus principais componentes e refletem a abundância de quartzo, magnetita, hematita, actinolita e diopsídio. Os xistos, em especial, são as rochas mais ricas em $K_2O$ e $TiO_2$ por conta das apreciáveis quantidades de microclina, biotita e titanita que apresentam. A discriminação química também pode ser feita com base nos conteúdos de determinados elementos traço. As FFB são enriquecidas em Sr, Ni, V e Cr, e empobrecidas em Co relativamente às demais rochas. Considerando que alguns desses elementos mostram baixa mobilidade no ambiente supergênico, eles podem auxiliar no mapeamento litológico daquelas rochas em áreas muito intemperizadas e pobres em afloramentos. Evidências de atividade hidrotermal advêm da presença de veios/vênulas de quartzo e de calcita que cortam as rochas, e principalmente do material rico em Mn que foi depositado em condutos abertos por zonas de cisalhamento de direção NW-SE.

Palavras-chaves: Petrologia. Formações Ferríferas Bandadas. Rochas calciossilicáticas. Fácies epidoto-anfibolito. Discriminação química. Mina Pedra Branca do Amapari.

## ABSTRACT

The Mina Pedra Branca do Amapari is located about 18 km SE of the Serra do Navio town, Amapá state. Iron ore has been extracted from it as part of the banded iron formations that belong to the Paleoproterozoic Vila Nova Metamorphic Suite (VNMS). This study aimed not only to characterize petrographically and chemically these formations, as well as the associated rocks, but also to estimate the conditions under which the whole rock pile was metamorphosed and record possible evidence of hydrothermal activity in the mine area. Based on mineralogical and textural data of selected samples, three main lithological varieties were recognized, for what SEM-EDS and X-ray diffraction techniques played an important role: a) banded iron formation (BIF); b) schists; and 3) calc-silicate rocks, the former divided into itabirites and amphibole-bearing BIF. Several mineralogical associations could then be defined: quartz – hematite – magnetite ± apatite ± pistacite ± hercynite ± garnet, quartz – hematite – magnetite – actinolite ± pistacite ± apatite and actinolite – microcline – biotite – diopside – quartz – hematite – magnetite ± titanite, respectively for itabirites, amphibole-bearing BIFs and schists, in addition to actinolite – quartz – hematite – magnetite ± pistacite, diopside – actinolite – calcite – quartz - hematite – magnetite ± hercynite and diopside – magnetite – quartz - hematite for the calc-silicate rocks. These parageneses are consistent with derivation from both chemical and clastic sedimentary rocks, which deposited on a passive shelf environment and were subsequently subjected to the epidote-amphibolite facies conditions of the regional metamorphism. The presence of hercynite is indicative that the high pressure environment of this facies may have been reached, so that ranges of 7-10 kb and 500-650$^{o}$C could be plausible. As far as the protoliths are concerned, the BIF's were most likely derived from iron-rich and siliceous chemical sediments produced by exhalative fluids. In case of the amphibole-bearing BIFs these sediments may have been contaminated by carbonate material. Schists and calc-silicate rocks had as possible protoliths feldspathic greywackes with carbonate-pelitic matrix and marls, respectively.

Chemically, BIFs, schists and calc-silicate rocks can be easily distinguished in terms of $SiO_2$, $Fe_2O_{3(t)}$, CaO and MgO,which are the main

components of these rocks and reflect the abundance of quartz, hematite, magnetite, actinolite and diopside. In particular, schists are the rocks richer in $K_2O$ and $TiO_2$ due to the significant amounts of micriocline, biotite and titanite they present. The chemical discrimination can also be made on the basis of selected trace elements. The BIFs are enriched in Sr, Ni, V and Cr, and impoverished in Co comparatively to the other rocks. Considering that some of these elements show low mobility in the supergene envirnment, they could help in mapping lithological units in very weathered and outcrop-scarce areas. Quartz and calcite veins/veinlets are important records of hydrothermal activity in the mine area after the metamorphism. Other remarkable hydrothermal products are the Mn-rich material deposited along NW-SE-trending shear zones.

Keywords: Petrology. Banded iron formations. Calc-silicate rocks. Epidote-amphibolite facies. Chemical discrimination. Mina Pedra Branca do Amapari mine.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1- Mapa de localização da mina de ferro de Pedra Branca do Amapari (MPBA), no Estado do Amapá. ..... 18

Figura 2- Principais províncias geocronológicas do Cráton Amazônico. ..... 25

Figura 3- Mapa geológico do Amapá. ..... 27

Figura 4- Mapa geológico da região onde está situada a mina Pedra Branca do Amapari. ..... 30

Figura 5- Fotos de amostras de mão de itabiritos da mina Pedra Branca do Amapari, AP: A) Notável bandamento revelado pela alternância de bandas claras e escuras (amostra CAVA-E-JV-09); B) Vênula de quartzo discordante ao bandamento da rocha (CAVA-D-JV-08). ..... 32

Figura 6- Fotomicrografias em luz transmitida de amostras de Itabirito exibindo em: A) Composição dominante da rocha por quartzo (Qtz), hematita (Hem) e magnetita (Mag); B) Microbandamento marcado pela segregação dos cristais de quartzo e minerais opacos; C) Estruturação localmente dobrada; D) Presença de vênula de quartzo discordante ao bandamento da rocha. ..... 33

Figura 7- Fotomicrografias de amostras de itabirito em luz refletida: A) Bandas de quartzo (escuras) alternadas com bandas claras, estas últimas constituídas por hematita (Hem) e, em menor proporção, por magnetita (Mag); B) Cristais de hematita exibindo formas anédricas a subédricas. ..... 34

Figura 8- Fotomicrografias de amostras de itabirito em luz transmitida: A) Cristais de pistacita (Ptc) indicados pelas setas; B) Inclusões de apatita (Ap) em cristais de quartzo (Qtz). ..... 35

Figura 9- Fotos de amostras de mão de formação ferrífera com anfibólio da mina Pedra Branca do Amapari, AP. A) Amostra CAVA-D-JV-07-A exibindo alternância de bandas claras e escuras; B) Amostra CAVA-A-JV-02-B2, provavelmente representando formação ferrífera granular, que se diferencia das demais por apresentar bandamento mal definido. ..... 36

Figura 10- Fotomicrografias em luz transmitida em amostras de FFB com anfibólio e/ou diopsídio: A) Principais constituintes da rocha: quartzo (Qtz), hematita (Hem), magnetita (Mag) e actinolita (Act); B) Fases acessórias destacadas pelas setas: pistacita (Ptc), apatita (Ap) e zircão (Zr); C) Calcita (Cal) em interstícios de cristais de quartzo; D) Microdobras em bandas ricas em hematita e magnetita; E) Calcita (indicada pelas setas) preenchendo fraturas em cristais de anfibólio; F) Cristal de actinolita (Act) bordejado por cummingtonita (Cum). .... 37

Figura 11- Fotomicrografias de amostras de FFB com anfibólio à luz refletida: A) Bandas de quartzo (escuras) alternadas com bandas claras, estas últimas constituídas por hematita (Hem) e, em menor proporção, por magnetita (Mag); B) Contato reto entre cristais de hematita e magnetita. ..... 38

Figura 12- Fotomicrografias de amostras de xisto à luz transmitida (nicóis cruzados): A) Principais minerais constituintes da amostra: actinolita (Act), microclina (Mc) e biotita (Bt); B) Textura nematoblástica definida pelos abundantes cristais orientados de actinolita. ..... 39

Figura 13- A) Imagem de elétrons retroespalhados obtidas por MEV em cristal de microclina (ponto 1) e diopsídio (ponto 2) da amostra AP-FD-TB-054-1; B) Espectro EDS de cristal de microclina; C) Espectro EDS de cristal de diopsídio. ..... 40

Figura 14- Fotomicrografias de amostras de xisto à luz transmitida (nicóis cruzados). A) Clasto recristalizado de microclina (Mc) com seu típico maclamento xadrez; B) Cristal subédrico de titanita (Tnt). ..... 41

Figura 15- Fotomicrografias de amostras de rocha calciossilicática à luz transmitida (nicóis cruzados). A) Aspecto geral da rocha, em que actinolita (Act) domina amplamente sobre os demais constituintes: hematita/magnetita (Hem + Mag) e quartzo (Qtz); B) Arranjo nematoblástico, destacando a orientação de cristais de anfibólio; C) Calcita ocupando espaços intercristalinos. ..... 42

Figura 16- Imagem de elétrons retroespalhados de cristais de actinolita obtida por MEV com respectivo espectro EDS. ..... 43

Figura 17- Fotomicrografia de amostra de rocha calciossilicática à luz transmitida: Cristal de pistacita (Ptc) subédricos a anédricos..... 44

Figura 18- Fotomicrografias de amostras de rocha calciossilicática à luz transmitida. A) Vênula de calcita (Cal) encurvada que corta a rocha; e B) Calcita em substituição a pistacita (Ptc) e actinolita (Act). ..... 44

Figura 19- Imagem de elétrons retroespalhados de cristal de pistacita obtida por MEV e respectivo espectro EDS. ..... 45

Figura 20- Fotomicrografias de amostras de rochas calciossilicáticas (nicóis cruzados). A) Rocha formada dominantemente por diopsídio (Di), calcita (Cal) e actinolita (Act); B) Textura granoblástica entremeada a faixas com arranjo nematoblástico. ..... 46

Figura 21- Fotomicrografia de amostra de rocha calciossilicática (nicóis cruzados) com cristais de calcita (Cal) desenhando pontos tríplices. 47

Figura 22- Imagem de elétrons retro-espalhados de cristal de hercinita obtida por MEV (amostra AP-FD-TB-054-3) acompanhada do respectivo espectro EDS. ..... 47

Figura 23- Foto de amostra de mão de rocha calciossilicática. Amostra CAVA-A-JV-06-C exibindo leitos esverdeados ricos em diopsídio (destacados pelas setas). ..... 48

Figura 24- Fotomicrografias de amostras de rochas calciossilicáticas (nicóis cruzados). A - Principais constituintes da rocha: diopsídio (Di) hematita (Hem), magnetita (Mag) e quartzo (Qtz); B – Cristais subédricos a anédricos de diopsídio. ..... 48

Figura 25- A) Imagem de elétrons retroespalhados obtidas por MEV em cristal de diopsídio; e B) Espectro EDS de cristal de diopsídio. ..... 49

Figura 26- Amostra de mão da rocha hidrotermalizada coletada ao longo de zona de cisalhamento, que exibe bandas mais espessas ricas em Mn e bandas menos espessas ricas em hematita e magnetita. ..... 50

Figura 27- Difratograma da amostra da figura anterior, que revelou a presença de hausmanita (Hsm), hematita (Hem) e magnetita (Mag). ..... 50

Figura 28- Padrão de distribuição dos elementos traços em amostras de itabiritos. ..... 53

Figura 29- Padrão de distribuição dos elementos traços em amostras de formações ferríferas bandadas com anfibólio. ..... 53

Figura 30- Padrão de distribuição dos elementos traços em amostras de rochas calciossilicáticas. ..... 54

Figura 31- Padrão de distribuição dos elementos traços em amostras de xistos. ..... 54

Figura 32- Diagrama de Eskola para fácies metamórficas, na qual as associações se enquadram na fácies epidoto-anfibolito. ..... 56

Figura 33- Diagrama exibindo as condições para a formação de diopsídio a uma temperatura menor que 600º C e pressão de 2 kbar. ..... 57

Figura 34- Diagrama triangular SiO2-Fe2O3(t)-(CaO+MgO) com a distribuição das amostras de formações ferríferas, xistos e rochas calciossilicáticas ocupando campos distintos, o que permite que elas possam ser discriminadas também por critérios químicos. ..... 59

Figura 35- Diagrama exibindo a distinção entre as FFB e as rochas associadas com relação aos elementos traços Co + Ni e Cr + V. ..... 59

**SUMÁRIO**

**1 INTRODUÇÃO** ..... 17

**1.1 Apresentação** ..... 17

**1.2 Localização e acesso** ..... 18

**1.3 Justificativa** ..... 19

**1.4 Objetivos** ..... 19

**1.5 Materiais e métodos** ..... 19

1.5.1 Materiais ..... 20

1.5.2 Procedimentos Metodológicos ..... 20

**2 ASPECTOS GERAIS SOBRE FFB** ..... 22

**3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL** ..... 24

**4 GEOLOGIA LOCAL** ..... 30

**5 RESULTADOS** ..... 31

**5.1 Petrografia** ..... 31

5.1.1 Formações Ferríferas Bandadas ..... 31

5.1.1.1 Itabiritos ..... 31

5.1.1.2 Formação Ferrífera Bandada com anfibólio ..... 35

5.1.2 Xistos ..... 38

5.1.3 Rochas Calciossilicáticas ..... 41

5.1.3.1 Associação epidoto-quartzo-hematita-magnetita-actinolita ..... 41

5.1.3.2 Associação quartzo-hematita-magnetita-actinolita-calcita-diopsídio ..... 45

5.1.3.3 Associação quartzo-hematita-magnetita-diopsídio ..... 47

5.2 Rochas ricas em mn da zona de alteração hidrotermal (ZAH) ..... 49

**6 GEOQUÍMICA** ..... 51

**6.1 Elementos maiores** ..... 51

**6.2 Elementos traços** ..... 52

**7 INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS** ..... 55

**8 CONCLUSÕES** ..... 61

**REFERÊNCIAS** ..... 63

**ANEXOS** ..... 67

**ANEXO A - ANÁLISES DE EDS MOSTRANDO OS TEORES MÉDIOS EM PERCENTAGEM**

**ANEXO B - COMPOSIÇÃO QUÍMICA REPRESENTATIVA DAS ROCHAS DA MINA PEDRA BRANCA DO AMAPARI: ITABIRITOS; FFB COM ANFIBÓLIO; XISTOS; ROCHAS CALCIOSSILICÁTICAS E ROCHA RICA EM Mn DA ZONA DE ALTERAÇÃO HIDROTERMAL**

**ANEXO C - COMPOSIÇÕES QUÍMICAS DOS ELEMENTOS TRAÇOS DE AMOSTRAS SELECIONADAS DA MINA PEDRA BRANCA DO AMAPARI**

# 1 INTRODUÇÃO

## 1.1 Apresentação

Os depósitos de ferro de origem sedimentar apresentam uma ampla distribuição geográfica e foram gerados em todas as épocas geológicas. Segundo Stanton (1972), esses depósitos podem ser divididos em três grupos principais: as Formações Ferríferas Bandadas (FFB), os *ironstones* e os depósitos ferríferos de tundras (*bog iron deposits*).

As Formações Ferríferas Bandadas revelam idade exclusivamente pré-cambriana e grande importância em termos econômicos, já que constituem as maiores reservas de ferro do globo terrestre. Trata-se de rochas laminadas, compostas de leitos alternados de hematita e/ou magnetita e de quartzo, ou menos comumente carbonatos ou silicatos de ferro. São usados os termos taconito (magnetita + silicatos de Fe + quartzo ± siderita ± hematita) e itabirito (quartzo + hematita granulares) para designar FFB metamorfisadas. De acordo com o ambiente tectônico, são diferençados os tipos Algoma e Superior, o primeiro formado em ambientes tectonicamente instáveis (*greenstone belts*), no Arqueano e Paleoproterozoico, e o outro em plataformas continentais estáveis no Paleoproterozoico. Entre 1,8 e 0,7 Ga, não há importante registro de FFB, que reaparecem no final do Neoproterozoico aparentemente relacionadas com os eventos de glaciação global (HOFFMAN et al., 1998).

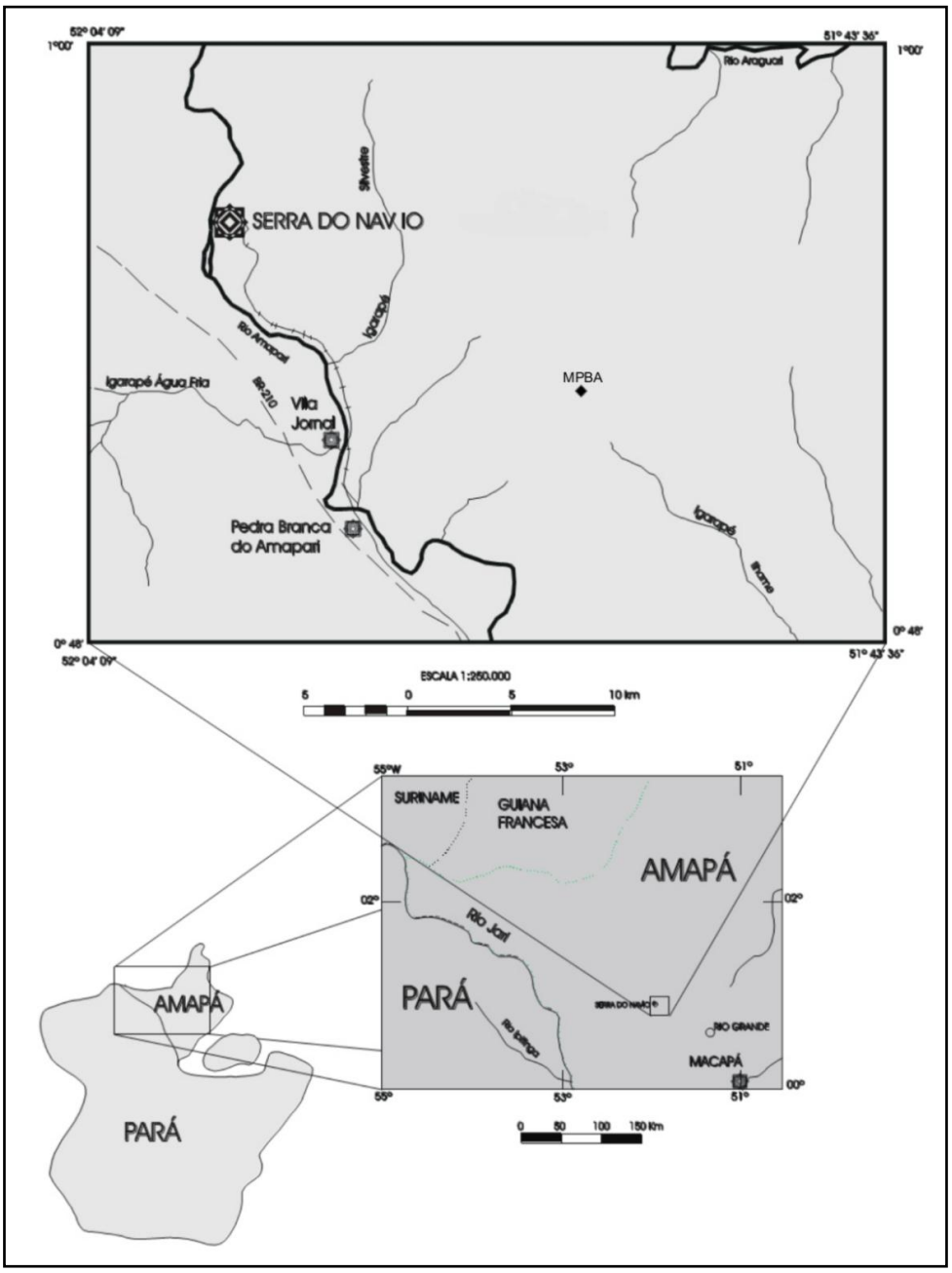
No Brasil, os mais expressivos depósitos de ferro derivam de Formações Ferríferas Bandadas e encontram-se no Quadrilátero Ferrífero (MG), na Província Carajás (PA) e no distrito de Urucum (MT) (BIONDI, 2003; DARDENNE; SCHOBBENHAUS, 2001). Depósitos de características similares, mas de menor expressão, ocorrem em várias localidades, comumente hospedadas em sequências metassedimentares e metavulcanossedimentares paleoproterozoicas.

No Amapá, merecem destaque os depósitos ferríferos do município de Pedra Branca do Amapari, onde se localiza a mina de propriedade da empresa Anglo American, à cerca de 200 km a NW de Macapá. Esses depósitos constituem FFB que pertencem à Suíte Metamórfica Vila Nova (SMVN), a qual é uma unidade litoestratigráfica de grande abrangência no Escudo Guianense.

## 1.2 Localização e acesso

A área estudada localiza-se na região central do Estado do Amapá, mais especificamente no município de Pedra Branca do Amapari, a cerca de 18 km a SE da cidade de Serra do Navio (Figura 1). A partir de Macapá, chega-se à cidade de Pedra Branca do Amapari pela rodovia BR-210 e daí, à mina, por estrada não pavimentada.

Figura 1- Mapa de localização da mina de ferro de Pedra Branca do Amapari (MPBA), no Estado do Amapá.




Fonte: Modificado de Mineração Itajobi.

## 1.3 Justificativa

São escassas as informações sobre os depósitos ferríferos lavrados na mina Pedra Branca do Amapari, estando elas basicamente contidas em relatórios internos das empresas que lá atuaram ou atuam. Em especial, esses dados são referentes à petrografia e à composição química das formações ferríferas e das rochas que a elas se associam. A ideia de realizar este trabalho surgiu da necessidade de a Anglo American dispor desses dados para compreender melhor a geologia do depósito e subsidiar o programa de lavra do minério, além da importância acadêmica. Dentro dessa perspectiva, foi celebrado um acordo de cooperação entre o Instituto de Geociências UFPA e aquela empresa de mineração, envolvendo trabalhos acadêmicos de interesse de ambas as partes.

## 1.4 Objetivos

O objetivo principal deste trabalho foi desenvolver um estudo petrográfico e químico das formações ferríferas bandadas e de rochas associadas, que ocorrem na mina Pedra Branca do Amapari (MPBA), com vista a contribuir com o entendimento do ambiente geológico onde o pacote rochoso foi formado e de processos subsequentes a que foi submetido.

Dentre os objetivos específicos, destacam-se:

a) Identificar os diferentes litotipos e descrever as feições texturais e microestruturais neles presentes;

b) Determinar as associações mineralógicas e definir as fácies metamórficas em que se enquadram;

c) Inferir os possíveis protólitos;

d) Caracterizar quimicamente as rochas; e

e) Identificar possíveis evidências de alteração hidrotermal a que as rochas foram submetidas.

## 1.5 Materiais e métodos

Para que os objetivos aqui propostos fossem alcançados, foram usados os materiais e aplicados métodos abaixo descritos:

### 1.5.1 Materiais

Foram estudadas 23 amostras de rochas coletadas em afloramentos, bem como 19 amostras de testemunhos de nove furos de sondagem (AP-FD-TL-132, AP-FD-TL-137, AP-FD-TB-065, AP-FD-TL-146, AP-FD-TB-054, AP-FD-MA-263, AP-FD-VM-118, AP-FD-VM-121 e AP-FD-TB-223). Estes furos foram executados nas cavas A, D, E e F, e atingiram profundidades entre 100 e 200 m.

### 1.5.2 Procedimentos Metodológicos

a) Pesquisa bibliográfica centrada principalmente na geologia do Estado do Amapá, em formações ferríferas bandadas e rochas metamórficas.

b) Descrição macroscópica das amostras coletadas.

c) Confecção de 32 lâminas polidas das amostras selecionadas.

d) Análise petrográfica das lâminas em microscópio Axioplan 40, marca Zeiss, de luz transmitida e refletida.

e) Análises difratométricas foram realizadas pelo método do pó, em difratômetro de raios-X de modelo X´Pert Pro MPD (PW 3040/60) PANalytical, com goniômetro PW3050/60(θ-θ) e com tubo de raios-X cerâmico de anodo de Cu ($K_{\alpha 1}$= 1,540598 Å) modelo PW3373/00 instalado no Laboratório de Caracterização Mineral do IG-UFPA. Para tratamento e interpretação dos dados foi utilizado o *software* X'PertHighScore Plus, versão 2003.

f) Análises por microscopia eletrônica de varredura (MEV-EDS), utilizando-se os equipamentos LEO-Zeiss modelo 1430 e HITACHI Tabletop Microscope modelo TM3000, dos Laboratórios de Microscopia Eletrônica de Varredura (LABMEV) e do Grupo de Mineralogia e Geoquímica Aplicada (GMGA), ambos do IG-UFPA, para identificação de minerais que não puderam ser reconhecidos pelos métodos ópticos convencionais. No LABMEV, as lâminas das rochas, além de polidas, foram previamente metalizadas com carbono.

g) Preparação de 17 amostras, dentre as que foram descritas petrograficamente, para análises químicas.

Inicialmente as amostras foram desagregadas em um britador de mandíbula fixa e móvel na Oficina de Preparação de Amostras (OPA) do IG-UFPA. Em seguida, elas foram homogeneizadas e um quarto selecionado para pulverização em um *shatterbox* até atingir granulometria inferior a 200 *mesh* (0,063 mm).

g) Determinação dos teores de elementos maiores e elementos traços selecionados por Espectrometria de Fluorescência de raios-X (FRX) no Laboratório de Caracterização Mineral do IG-UFPA.

Para preparação do disco fundido foram adicionados às amostras tetraborato de Li (6 g por 1 g de amostra) e brometo de Li (5 gotas por amostra) a fim de serem fundidas a 1000º C por 10 min. Para pastilha prensada foram adicionadas 0,9 g de aglomerante (cera de parafina) a 3 g de amostra, prensadas com uma carga de 20 toneladas. Após esses processos, foram então analisadas em um espectrômetro WDS sequencial, modelo *AxiosMinerals* da marca PANalytical, com tubo de raios-X cerâmico anodo de ródio (Rh) e máximo nível de potência de 2,4 Kw.

Os dados foram tratados com o *software SuperQManager* da PANalytical e normalizados a 100% (análise quantitativa *Standardless*).

h) Tratamento e interpretação dos dados.

## 2 ASPECTOS GERAIS SOBRE FFB

As formações ferríferas bandadas são rochas sedimentares economicamente importantes, por serem fontes econômicas de ferro, além de ser a segunda maior rocha hospedeira de mineralizações auríferas, atrás apenas das rochas vulcânicas nos *greenstones belts* (GROVES; FOSTER, 1991 apud FERNANDES et al., 2004). Segundo James e Sims (1973), a origem das formações ferríferas tem sido um tópico controverso e, provavelmente continuará sendo por algum tempo. No entanto, a maioria dos estudiosos dessas rochas aceitam que sua origem se deu a partir de uma sedimentação química, apresentando ocorrência mais comum em sucessões sedimentares pré-cambrianas (3,8 a 1,9 Ga).

As relações entre os ambientes físicos e os tipos de precipitados de Fe foram definidas por James (1954). Desta forma, em ambiente de plataforma rasa, varrida por correntes e ondas, o oxigênio é abundante e o Fe se precipita no estado férrico (hematita), enquanto que nas zonas mais profundas, de águas estagnadas, o oxigênio não é capaz de remover a matéria orgânica, formando-se $H_2S$ por ação de bactérias, e o Fe precipitado como sulfeto. A zona intermediária a esses dois ambientes é caracterizada por condições redutoras ou pela alternância entre condições oxidantes e redutoras. Assim, o oxigênio é capaz de oxidar a matéria orgânica e evitar a formação de $H_2S$, condicionando a precipitação de Fe no estado ferroso, como carbonato ou no estado ferroso-férrico, como magnetita. Além disso, nas regiões associadas aos limites das zonas oxidantes e redutoras, se dá a formação de silicato, o qual normalmente ocorre misturado às rochas com óxido e com carbonato. Essas condições distintas de deposição foram idealizadas e classificadas por James (op. cit) como fácies óxido, fácies silicato, fácies carbonato e fácies sulfeto.

Para ser considerada uma formação ferrífera (FF), é necessário que seja atingido o teor mínimo de 15% de Fe, na qual os minerais de ferro são geralmente intercalados com quartzo, sílex ou carbonato (JAMES, op.cit; GROSS, 1980). Assim, estas formações são classificadas em Formação Ferrífera Bandada (FFB) e Formação Ferrífera Granular (FFG), na qual a primeira apresenta bandamento muito bem definido, com alternância em

material rico em ferro e material silicoso, dominante nas sucessões arqueanas a siderianas, enquanto que a segunda exibe um bandamento menos definido e regular que da o da FFB, com o ferro e a sílica finamente granulares, ocorrendo comumente nas sucessões paleoproterozoicas.

Os principais minerais que constituem as FF em óxidos/hidróxidos são predominantemente magnetita, hematita e/ou goethita, na fácies carbonato, os principais componentes são siderita ou ankerita. Já a mineralogia na fácies silicato é mais complexa, pois depende do grau de metamorfismo. Sob condições de menor grau metamórfico, formam greenalita, minnesotaíta, stilpnomelano, chamosita e ribequita. Em graus mais elevados, se encontra cummingtonita, grunerita, piroxênio, granada e faialita (BEKKER et al., 2010).

Sabe-se que as FF são produtos da complexa interrelação de processos tectônicos, biosféricos e geoquímicos. Os fatores de ordem tectônica ocorrentes do Neoarqueano ao Paleoproterozoico foram responsáveis por apresentarem mudanças na orogênese e cratonização, resultando em um período de estabilidade estrutural, favorecendo a deposição das FFB; a formação por fatores biológicos se deu pela grande proliferação de organismos primitivos com a capacidade de produzir oxigênio por fotossíntese em uma atmosfera redutora e; os fatores geoquímicos geraram as FF através do transporte de Fe e sílica por correntes oceânicas até as bacias em que foram depositadas (BEKKER et al., op.cit.).

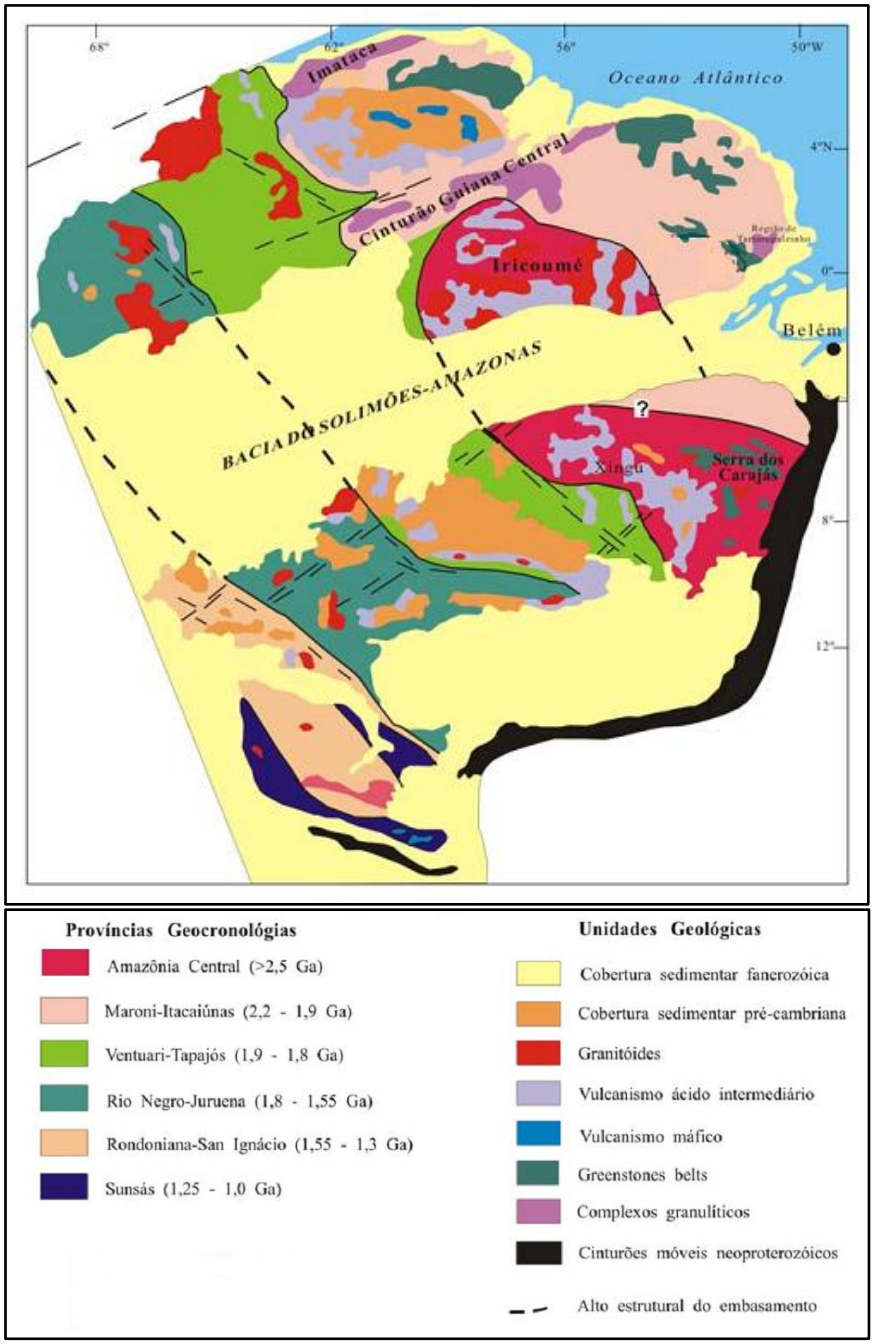
Gross (1965) classificou as formações ferríferas em tipo Superior e tipo Algoma, tomando como critério as condições contrastantes dos ambientes tectono-sedimentares de deposição. As primeiras consistem em unidades espessas formadas ao longo das margens cratônicas ou das plataformas continentais e depositadas durante longos períodos de tempo sob condições tectônicas relativamente estáveis, enquanto que as outras são geralmente hospedadas em sequências vulcanossedimentares, aparentemente formados por processos hidrotermais exalativos próximos de centros vulcânicos.

## 3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O Cráton Amazônico (Figura 2), localizado ao norte da América do Sul, é uma das mais extensas áreas cratônicas do mundo, tendo alcançado estabilidade tectônica no início do Neoproterozoico (CORDANI; SATO, 1999). É dividido, ao norte e ao sul, nos escudos das Guianas e Brasil Central, respectivamente, entre os quais se interpõe a Bacia Paleozóica do Amazonas (ALMEIDA et al., 1981).

Modelos propostos para a compartimentação da região Amazônica em domínios geotectônicos e geocronológicos, apesar de conflitantes em alguns pontos, aceitam a existência de um núcleo arqueano bordejado por cinturões que conferem ao cráton uma crosta dominantemente proterozoica. Tassinari e Macambira (1999, 2004) dividem o Cráton Amazônico em seis principais províncias: Amazônia Central (> 2,5 Ga); Maroni-Itacaiúnas (2,2 - 1,9 Ga); Ventuari-Tapajós (1,9 -1,8 Ga); Rio Negro-Juruena (1,8-1,55 Ga); Rondoniana-San Ignácio (1,55 - 1,3 Ga) e Sunsás (1,25-1,0 Ga).

Figura 2- Principais províncias geocronológicas do Cráton Amazônico.




Fonte: Tassinari e Macambira (2004).

A Província Maroni-Itacaiúnas (PMI) corresponde amplamente à Província Transamazônica de Santos et al. (2000) e abrange parte da Venezuela, Guiana, Suriname e Guiana Francesa, prolongando-se no Brasil pelo estado do Amapá e na direção NW-SE pelo Estado do Pará, até os limites com a Província Amazônia Central (PAC).

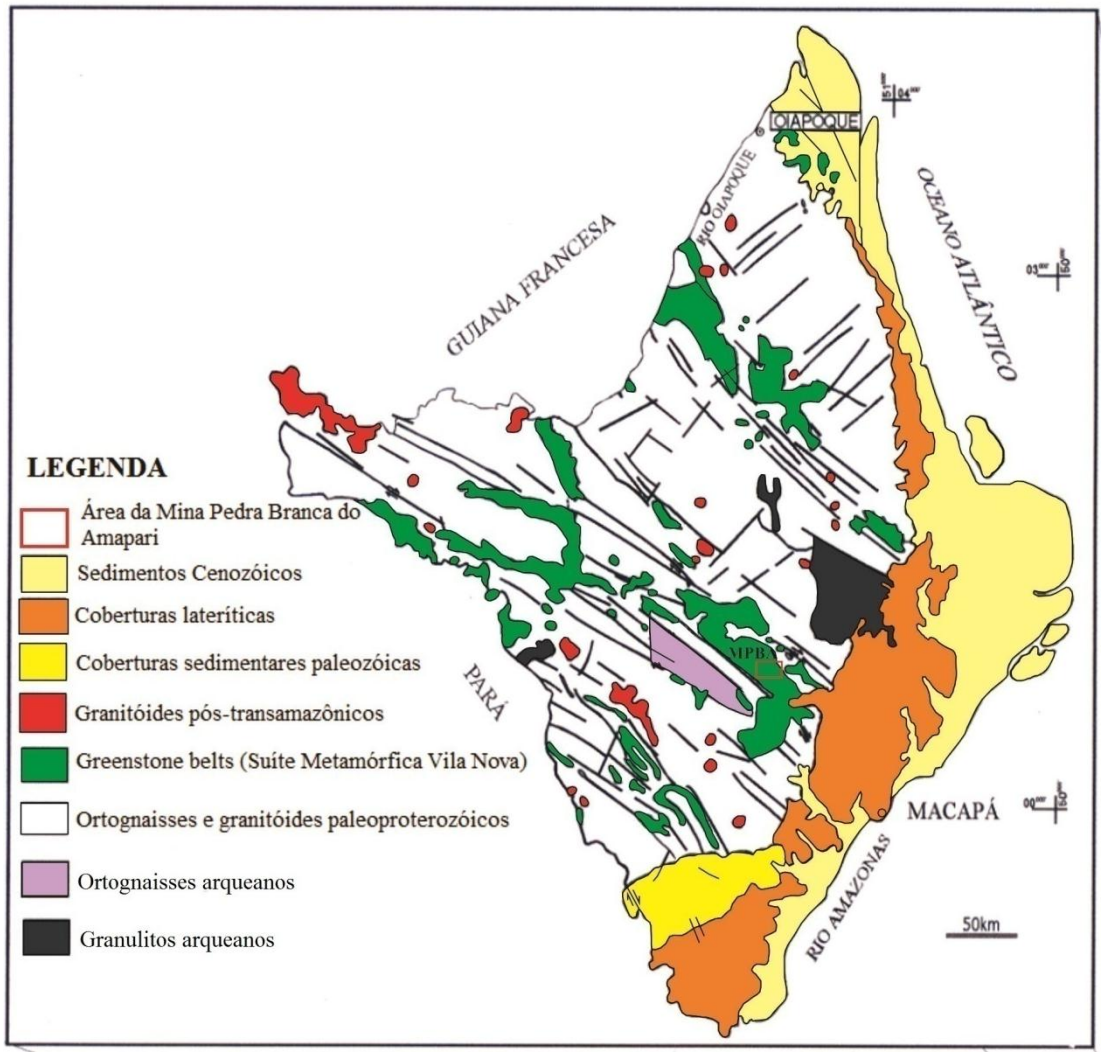
Nos últimos dez anos, vários estudos (AVELAR et al., 2003; LAFON et al., 2003; OLIVEIRA et al., 2008; ROSA-COSTA et al., 2003, 2006; dentre outros), foram realizados no Amapá, a maioria relacionada com a evolução da província Maroni-Itacaiúnas. Apesar desses avanços, o mais atualizado mapa geológico do Amapá (Figura 3) é da década de 1990 e devido a Lima, Bezerra e Araújo (1991). É com base neste trabalho que será apresentado o contexto geológico regional daquela província.

O embasamento da região, conhecido como Complexo Guianense (LIMA et al., 1974), ocorre em núcleos dispersamente distribuídos em meio a terrenos proterozoicos. Esses núcleos são representados por complexos granítico-gnáissicos associados a rochas granulíticas e têm sido interpretados como partes retrabalhadas da PAC. Neles predominam granodioritos, trondhjemitos e tonalitos, além de gnaisses, anfibolitos, granulitos e migmatitos.

Análises geocronológicas por evaporação de Pb e U-Pb em monocristais de zircão (SHRIMP) de granulitos félsicos apontaram que o embasamento é neoarqueano (3,0-2,6 Ga), tendo sido retrabalhado durante a orogenia Transamazônica há 2,1 Ga (AVELAR et al., 2003; LAFON et al., 2000).

Dados geocronológicos U-Pb em titanita e em zircão e Pb-Pb em zircão indicam que ortognaisses e granitóides no norte do Amapá estão essencialmente relacionados à evolução riaciana da orogênese Transamazônica (LAFON et al., 2003). A ocorrência de crosta continental arqueana foi também registrada na parte central do estado, que é constituída principalmente por rochas de alto grau metamórfico. (AVELAR et al., op. cit.; MONTALVÃO; TASSINARI, 1984; ROSA-COSTA et al., 2003, 2006).

Figura 3- Mapa geológico do Amapá.




Fonte: Modificado de Lima, Bezerra e Araújo (1991).

Assentada discordantemente sobre o embasamento, ocorre a Suíte Metamórfica Vila Nova (SMVN) na forma de faixas alongadas segundo NW-SE, com mergulhos subverticais geralmente para NE e com desenvolvimento de zonas de cisalhamento em consequência de deformação rúptil a dúctil que afetou todo o pacote rochoso. Esta suíte é caracterizada como sequência supracrustal vulcanossedimentar paleoproterozóica, metamorfisada na fácies xisto-verde a anfibolito.

A SMVN é constituída por rochas metavulcânicas, metaplutônicas, máficas e ultramáficas, rochas a cordierita-antofilita e rochas a quartzo-clorita, às quais se sobrepõem formações ferríferas bandadas dos tipos óxido e silicato, além de rochas metassedimentares clásticas de derivação continental,

a exemplo de quartzitos, xistos pelíticos e metagrauvacas (FARACO, 1990, 1997).

Datações K-Ar em micas provenientes de xistos revelaram idades de 1819±46 Ma e 1759±49 Ma, enquanto em hornblenda oriunda de anfibolitos forneceram idades de 2088±93 Ma e 1971±51 Ma, interpretadas como idades mínimas para o evento metamórfico (MONTALVÃO; TASSINARI, 1984). McReath e Faraco (1996) comprovam, com base na idade Sm-Nd de 2264±34 Ma dos anfibolitos da Serra do Ipitinga, que a SMVN é cronologicamente equivalente aos *greenstone belts* do norte do escudo das Guianas.

Várias intrusões graníticas tardi-orogênicas e alcalinas, representadas por granodioritos/tonalitos e quartzo-sienitos/albita sienitos, respectivamente, cortam o pacote vulcanossedimentar, o que gerou metamorfismo de contato, além de alteração hidrotermal em diversas rochas da sequência (FARACO, op. cit.).

Nas rochas metavulcânicas basais hidrotermalizadas registram-se ocorrências de sulfetos (pirrotita, pirita, calcopirita e esfalerita) com Au e Ag associados, além de traços de galena e molibdenita. Na região da Serra do Ipitinga, o ouro, além de ocorrer associado aos sulfetos vulcanogênicos, ocorre também em veios de quartzo encaixados em zonas de cisalhamento junto com calcopirita, pirita e covelita, bem como em rochas alteradas por processos supergênicos (FARACO, op. cit.).

No Paleozóico, eventos de transgressão marinha propiciaram a formação de sequências compostas por arenitos com lentes conglomeráticas, além de siltitos e folhelhos, que estão bem preservadas na extremidade sul do estado.

A partir do Paleoceno até o Mioceno, a região ficou sujeita a intensa laterização, cujos depósitos formam uma faixa contínua de direção aproximadamente N-S. No final do Terciário, toda a faixa costeira do Amapá recebeu a sedimentação continental do Grupo Barreiras englobando sedimentos areno-argilosos, arenosos, argilo-siltosos e conglomeráticos em sistema de leques aluviais, bem como planícies fluviais e lacustres.

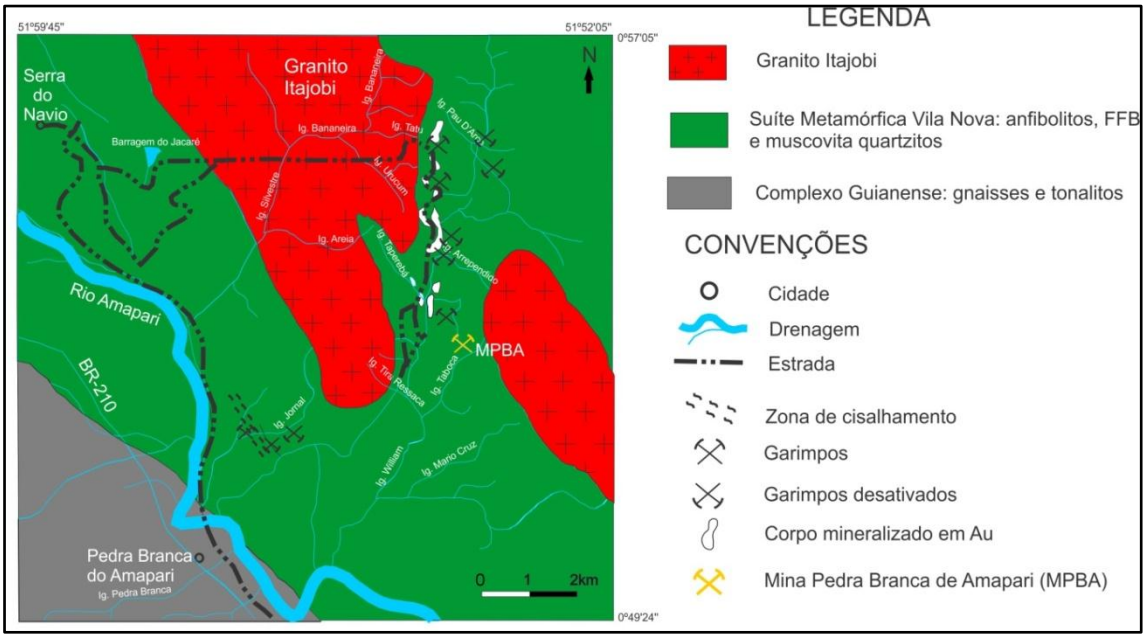
A evolução tectônica da PMI estaria, assim, relacionada ao ciclo orogênico Transamazônico (2,26 - 1,95 Ga), consistindo em grandes extensões de crosta juvenil paleoproterozoica com alguns remanescentes arqueanos retrabalhados. Esta província é correlacionada aos terrenos birrimianos formados durante a orogênese Eburneana do Cráton Oeste Africano (ROSA-COSTA, 2006).

## 4 GEOLOGIA LOCAL

Nas circunvizinhanças da área da mina Pedra Branca do Amapari, ocorrem rochas do Complexo Guianense, da Suíte Metamórfica Vila Nova e corpos graníticos nelas intrusivos (Figura 4), a exemplo do granito peraluminoso Itajobi/Amapari de idade 1993±13 Ma, obtida pelo método Pb-Pb (JEAN-MICHEL LAFON, comunicação pessoal). Nas rochas da SMVN são conhecidas mineralizações de Fe, Cu, Zn, Cr, Au, Sn e Ta, as duas últimas próximo dos contatos com os granitos, bem como os famosos depósitos manganesíferos da Serra do Navio, de reservas hoje praticamente exauridas.

A área da mina é constituída unicamente por rochas da SMVN, as quais se mostram cortadas localmente por zonas de cisalhamento de regime dúctil-rúptil, que nelas imprimiram marcante foliação milonítica de direção NW-SE. Os principais litotipos são representados por formações ferríferas (tipos óxido e silicático), xistos, anfibolitos e rochas calciossilicáticas, que são também descritos, mais ao norte, por Melo et al. (2003).

Figura 4- Mapa geológico da região onde está situada a mina Pedra Branca do Amapari.




Fonte: Modificado de Mineração Itajobi.

# 5 RESULTADOS

## 5.1 Petrografia

As observações de campo e análises macroscópicas de amostras permitiram identificar grande variedade de litotipos, porém os mais comuns e dominantes na área de estudo são: 1) formações ferríferas bandadas; 2) xistos; e 3) rochas calciossilicáticas. Também merecem atenção rochas ricas em Mn que ocorrem ao longo de zonas de cisalhamento e com evidências de resultarem de alteração hidrotermal, daí serem identificadas pela equipe da Anglo American pela notação ZAH (Zona de Alteração Hidrotermal).

Nas fotomicrografias apresentadas abaixo, os polarizadores são paralelos, exceto indicação em contrário.

### 5.1.1 Formações Ferríferas Bandadas

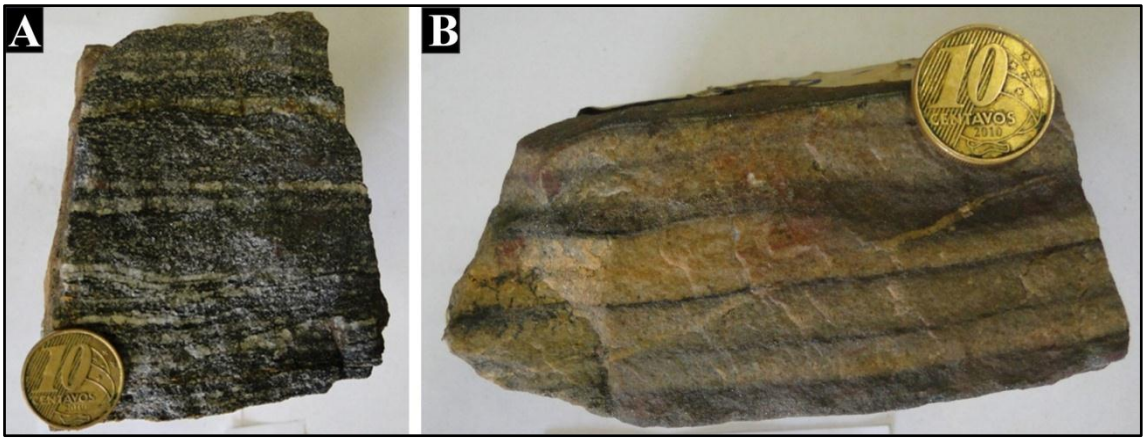
O exame petrográfico permitiu identificar, dentre as formações ferríferas os tipos óxido (itabiritos) e silicático, este último por conta da presença de anfibólio como um dos principais constituintes minerais.

#### 5.1.1.1 Itabiritos

Foram descritas 9 amostras deste litotipo, todas coletadas nas frentes de lavra (CAVA-A-JV-02-B1, CAVA-D-JV-07, CAVA-D-JV-08, CAVA-E-JV-09, CAVA-E-JV-10-A, CAVA-F-JV-IF, CAVA-D-JV-07-B, CAVA-F-JV-12 e CAVA-A-JV-01).

Macroscopicamente, são rochas que apresentam bandas de coloração esbranquiçada ou amarelada que se alternam com bandas cinza escuro (Figura 5A). Os leitos claros mostram espessura que varia de 0,1 a 2,0 cm, granulação fina a grossa (<1 mm a 8 mm) e composição dominada por quartzo, enquanto que os leitos escuros apresentam espessura de 0,1 a 2,5 cm, granulação fina a média (<1 mm a 2 mm) e composição em que hematita e magnetita predominam. Vênulas de quartzo com espessura de cerca de 3 mm discordantes ao bandamento ocorrem localmente (Figura 5B).

Figura 5- Fotos de amostras de mão de itabiritos da mina Pedra Branca do Amapari, AP: A) Notável bandamento revelado pela alternância de bandas claras e escuras (amostra CAVA-E-JV-09); B) Vênula de quartzo discordante ao bandamento da rocha (CAVA-D-JV-08).

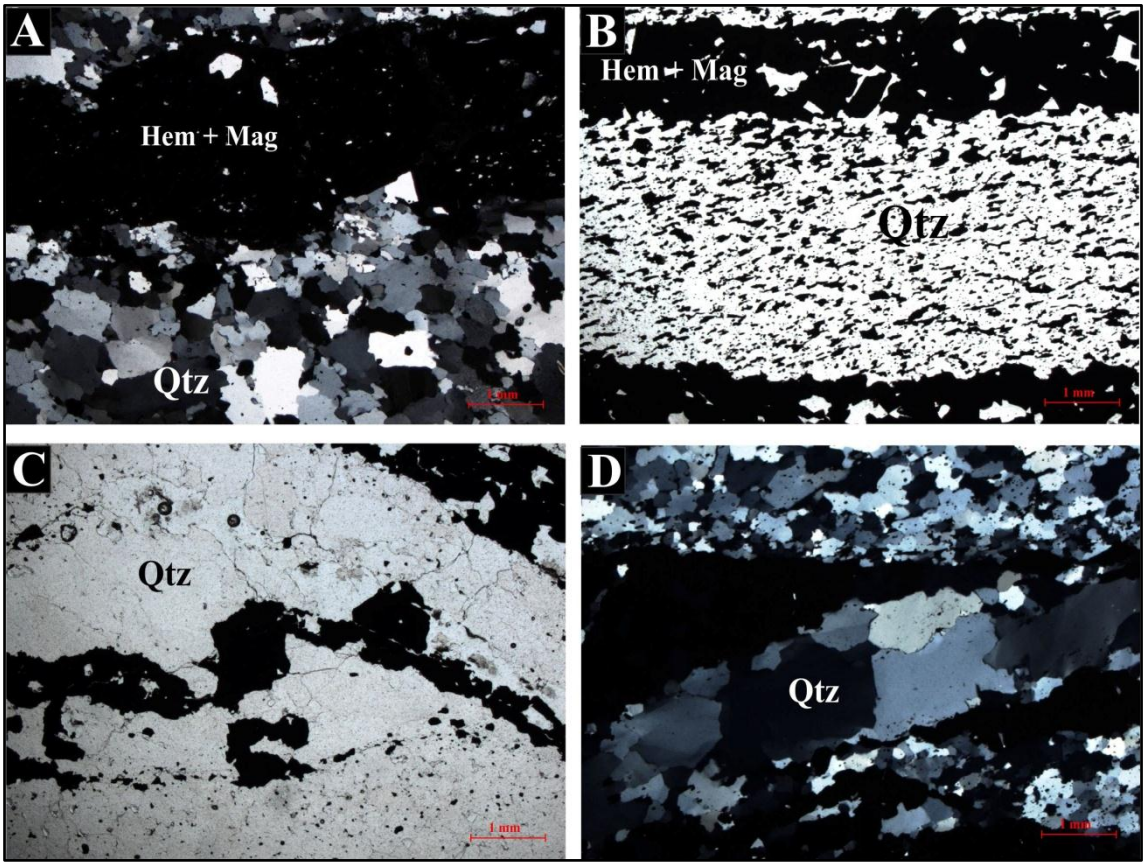



Fonte: Elaborado pela autora.

Essas rochas são constituídas dominantemente por hematita (45-55%), e quartzo (40–45 %), além de magnetita (0–20%) (Figura 6A). As fases acessórias são representadas por pistacita, hercinita, apatita, zircão e granada.

Observa-se um microbandamento, que é definido pela segregação entre quartzo e minerais opacos (Figuras 6B). Tanto nas bandas claras como nas escuras os cristais desses minerais se dispõem em arranjo granoblástico. Aquela estrutura se encontra localmente dobrada (Figura 6C) e cortada por vênulas de quartzo discordantes (Figura 6D) e subconcordantes.

Figura 6- Fotomicrografias em luz transmitida de amostras de Itabirito exibindo em: A) Composição dominante da rocha por quartzo (Qtz), hematita (Hem) e magnetita (Mag); B) Microbandamento marcado pela segregação dos cristais de quartzo e minerais opacos; C) Estruturação localmente dobrada; D) Presença de vênula de quartzo discordante ao bandamento da rocha.

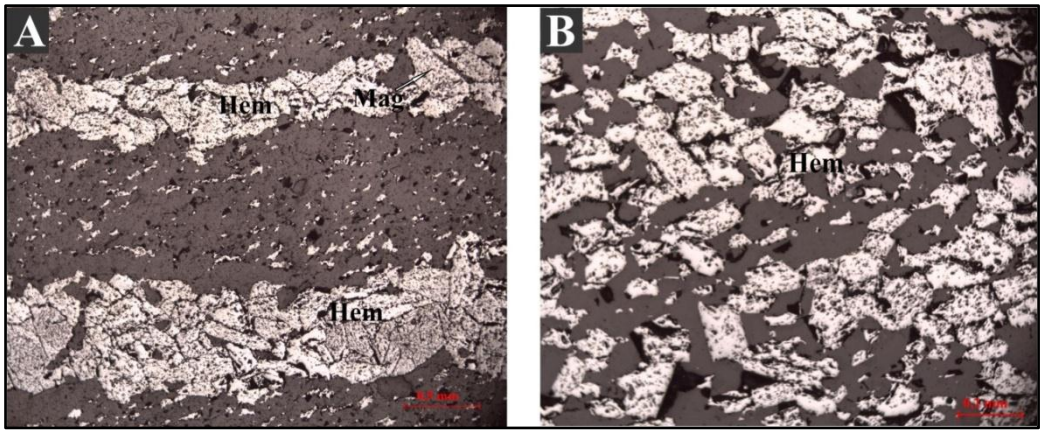



Fonte: Elaborado pela autora.

Os cristais de quartzo revelam dimensões de 0,1 a 6 mm nas bandas claras, porém nas bandas escuras, nas quais formam pequenos agregados, não ultrapassam 0,7 mm. Estes cristais exibem formas anédricas, contatos retilíneos e suturados, bem como contatos em pontos tríplices. Apresentam forte extinção ondulante, além de alguns deles se mostrarem fraturados.

Os minerais opacos, representados pela hematita e magnetita, desenvolvem, nas bandas escuras, cristais finos a médios (<0,1 a 1,5 mm). Nas bandas claras, ocorrem esparsamente em finos cristais (0,2 a 0,4 mm). Seus cristais são anédricos a subédricos e apresentam, geralmente, contatos retos entre si e com os cristais de quartzo (Figuras 7A e 7B).

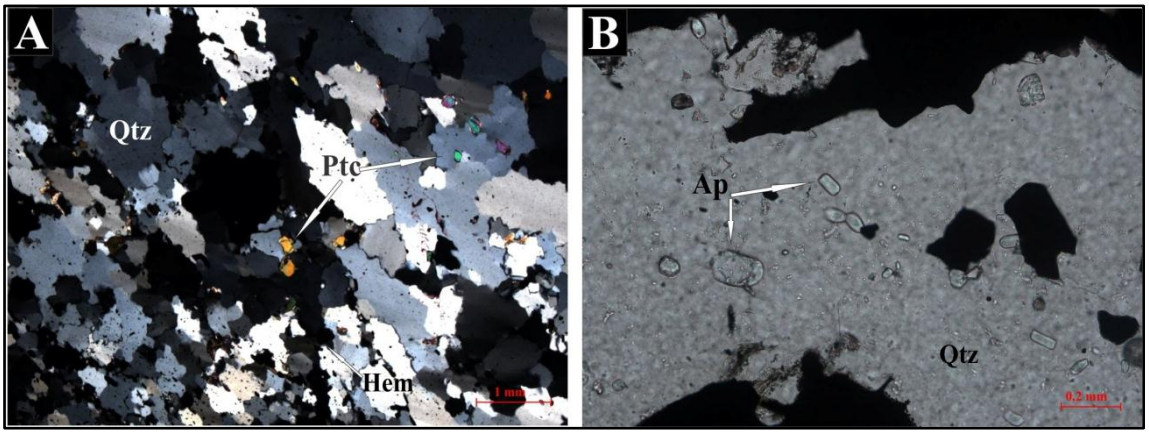
Figura 7- Fotomicrografias de amostras de itabirito em luz refletida: A) Bandas de quartzo (escuras) alternadas com bandas claras, estas últimas constituídas por hematita (Hem) e, em menor proporção, por magnetita (Mag); B) Cristais de hematita exibindo formas anédricas a subédricas.




Fonte: Elaborado pela autora.

Os cristais de **pistacita** (Figura 8A) são pouco comuns, muito finos e apresentam formas subédrica e anédrica. A **apatita** também desenvolve cristais finos, subédricos e euédricos, alguns prismáticos, ocorrendo comumente inclusos em quartzo (Figura 8B). O **zircão** ocorre em cristais finos, perfeitamente prismáticos (euédricos), enquanto os de **hercinita** são igualmente finos e de coloração verde, podendo ser encontrados isolados ou em agregados. Este mineral foi assim descrito por revelar características muito similares às do espinélio que foi identificado por MEV-EDS em amostra de rocha calciossilicática da mesma área. A **granada** forma cristais finos, anédricos, incolores ou de coloração marrom amarelada, distribuídos esparsamente pela rocha. Trata-se provavelmente da variedade almandina.

Figura 8- Fotomicrografias de amostras de itabirito em luz transmitida: A) Cristais de pistacita (Ptc) indicados pelas setas; B) Inclusões de apatita (Ap) em cristais de quartzo (Qtz).




Fonte: Elaborado pela autora.

### 5.1.1.2 Formação Ferrífera Bandada com anfibólio

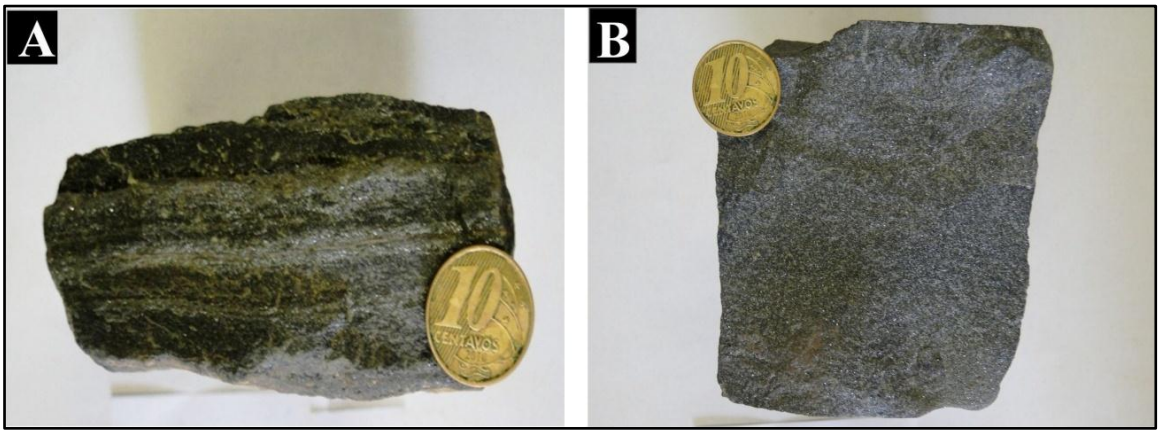
Foram descritas oito amostras deste litotipo, sendo seis de testemunhos de sondagem (AP-FD-TL132-1, AP-FD-TL-137-1, AP-FD-TB-065-1, AP-FD-TB-065-2, AP-FD-VM-121-1 e AP-FD-TB-223-3) e duas coletadas nas frentes de lavra (CAVA-A-JV-02-B2 e CAVA-D-JV-07-A).

Em escala macroscópica, estas amostras apresentam bandas de cor esbranquiçada ou amarelada alternadas com bandas de cor cinza escuro (Figura 9A) e leitos esverdeados. As bandas claras, dominadas por quartzo, exibem espessura de até 2,5 cm, granulação fina a média (<1 mm a 3 mm), ainda que localmente alguns cristais alcancem dimensões de cerca de 7 mm. Os leitos de coloração cinza escuro exibem espessura milimétrica a centimétrica (até 3 cm), granulação fina a média (<1 mm a 2 mm), sendo compostos essencialmente por hematita e magnetita. Os leitos esverdeados mostram espessura de 1 a 1,5 cm, granulação fina a média (< 0,1 mm a 4 mm), sendo constituídos por cristais de actinolita com hábito fibroso.

Há ainda amostras que se diferenciam das demais pelo bandamento pobremente definido, com coloração predominantemente cinza escuro e granulação fina, podendo representar uma formação ferrífera granular (FFG), a exemplo da amostra CAVA-A-JV-02-B2 (Figura 9B).

Outras amostras revelam evidências de deformação em algumas bandas claras, que se encontram boudinadas**,** quebrando localmente, a regular continuidade dos leitos que é uma das características da rocha.

Figura 9- Fotos de amostras de mão de formação ferrífera com anfibólio da mina Pedra Branca do Amapari, AP. A) Amostra CAVA-D-JV-07-A exibindo alternância de bandas claras e escuras; B) Amostra CAVA-A-JV-02-B2, provavelmente representando formação ferrífera granular, que se diferencia das demais por apresentar bandamento mal definido.



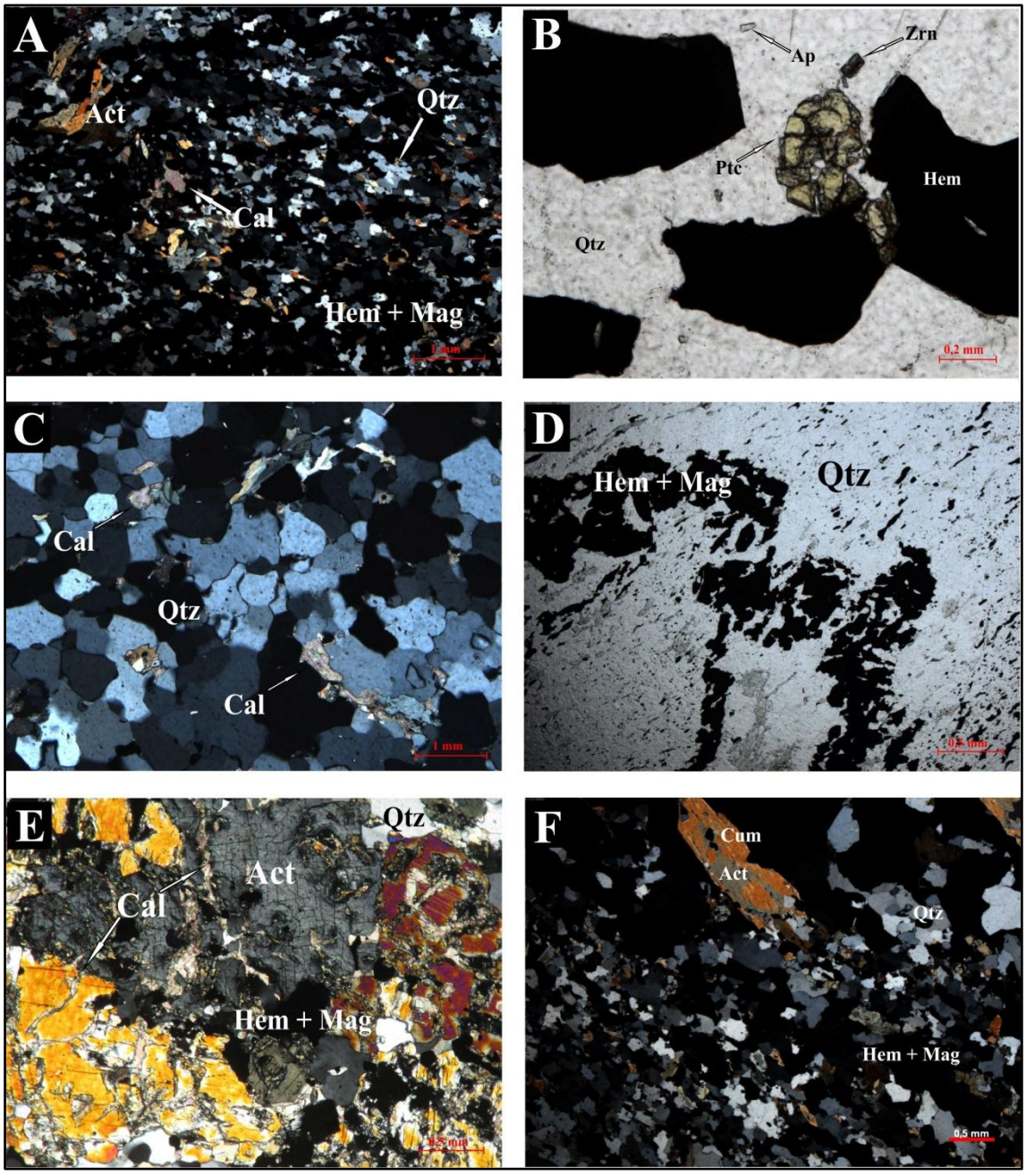

Fonte: Elaborado pela autora.

Este litotipo é formado dominantemente por quartzo (40-45%), hematita (20-35%) e magnetita (10-25%), além de actinolita (5-10%) (Figura 10A). As fases acessórias são constituídas por pistacita, apatita e zircão (Figura 10B), enquanto que as fases secundárias consistem em calcita (Figura 10C), que chega a representar até 5% do volume da rocha, e em cummingtonita normalmente em substituição à actinolita.

Do ponto de vista textural, essa rocha exibe predominantemente arranjo granoblástico, no entanto, nas porções ricas em anfibólio, sobressai a textura nematoblástica.

O bandamento é bem definido, mesmo nas porções afetadas por microdobramentos (Figura 10D). Vênulas de quartzo cortam a estruturação da rocha, enquanto que calcita preenche fraturas em cristais de anfibólio (Figura 10E).

Figura 10- Fotomicrografias em luz transmitida em amostras de FFB com anfibólio e/ou diopsídio: A) Principais constituintes da rocha: quartzo (Qtz), hematita (Hem), magnetita (Mag) e actinolita (Act); B) Fases acessórias destacadas pelas setas: pistacita (Ptc), apatita (Ap) e zircão (Zr); C) Calcita (Cal) em interstícios de cristais de quartzo; D) Microdobras em bandas ricas em hematita e magnetita; E) Calcita (indicada pelas setas) preenchendo fraturas em cristais de anfibólio; F) Cristal de actinolita (Act) bordejado por cummingtonita (Cum).



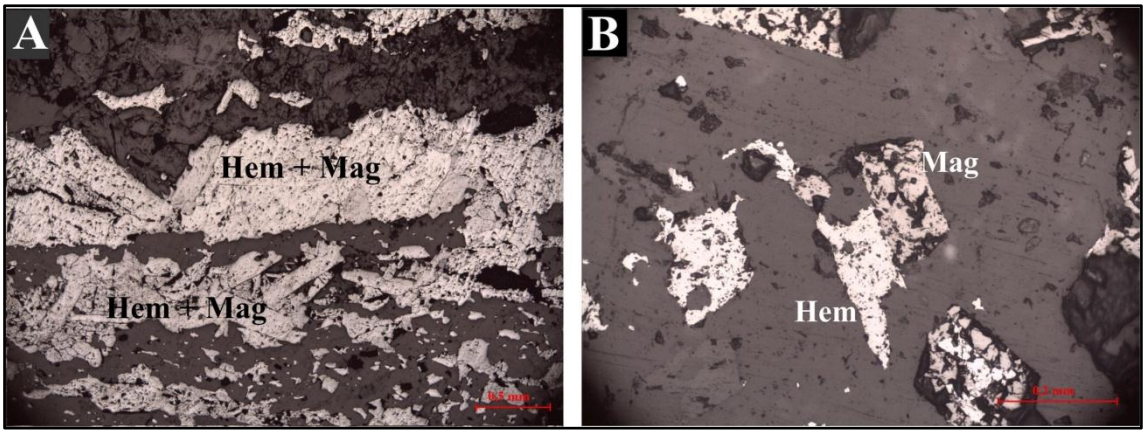

Fonte: Elaborado pela autora.

O **quartzo** desenvolve cristais de granulação fina a média (0,2 mm a3 mm) nas bandas claras, sendo geralmente mais finos nas bandas escuras (0,05 mm a 0,4 mm). Os cristais exibem formas anédricas, contatos retos e

suturados e forte extinção ondulante. Alguns estão estirados, formando faixas por entre as bandas.

Não se observaram diferenças significativas entre as feições morfoscópicas da **hematita** e **magnetita** que ocorrem nos itabiritos (Figuras 11A e 11B).

Figura 11- Fotomicrografias de amostras de FFB com anfibólio à luz refletida: A) Bandas de quartzo (escuras) alternadas com bandas claras, estas últimas constituídas por hematita (Hem) e, em menor proporção, por magnetita (Mag); B) Contato reto entre cristais de hematita e magnetita.




Fonte: Elaborado pela autora.

A **actinolita** ocorre como cristais que variam de finos a médios (< 0,5 mm a 4 mm), com forma subédrica e hábito prismático a fibroso. Alguns se acham estirados e outros fortemente fraturados, estando os planos de fraturas preenchidos por calcita. Há ainda outros que são bordejados por cummingtonita, indicando possível substituição (Figura 10F).

A **calcita** ocorre em cristais finos (0,2 a 0,6 mm), subédricos a anédricos, principalmente em espaços intercristalinos e em vênulas intracristalinas (anfibólio). Por seu turno, a **pistacita** forma finos cristais amarelo-esverdeados, subédricos a anédricos. Os cristais de **apatita** exibem granulação fina e formas euédricas (prismáticas). O **zircão** é raro e forma finos cristais euédricos e subédricos.

### 5.1.2 Xistos

Estas rochas foram assim descritas por apresentarem estrutura xistosa não só bem definida, como também possível de ser separada em placas com espessura inferior a 1 cm (FETTES ; DESMONS, 2007).

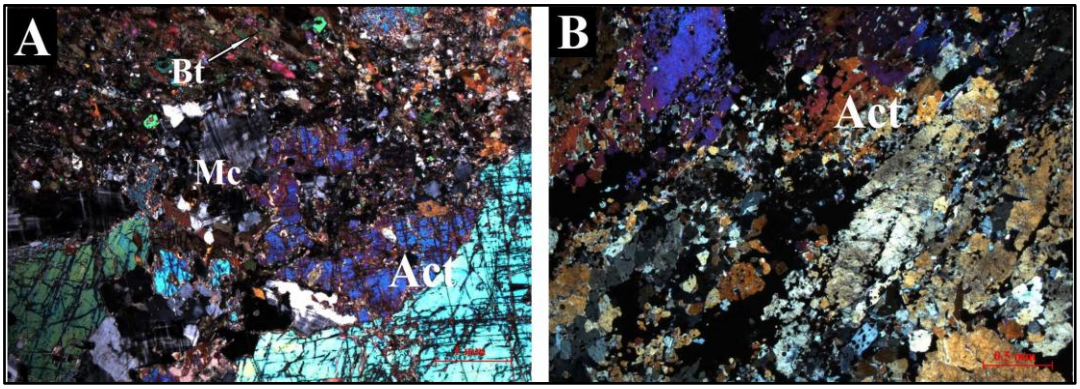
Foram descritas somente duas amostras, ambas provenientes de testemunhos de furos de sondagem (AP-FD-MA-263-1 e AP-FD-TB-054-1).

Macroscopicamente, a rocha exibe coloração cinza escuro e granulação fina a média (<1 mm a 3 mm), bem como dobras dos planos de foliação com amplitude centimétrica e feições cataclásticas.

Este litotipo (Figura 12A) é composto por actinolita (45-50%), microclina (20-25%), biotita (5-10%), diopsídio (5-10%), quartzo (5–10%), titanita (3–5%) e minerais opacos (hematita > magnetita, 5–10%). As fases acessórias são representadas por apatita, epidoto, zircão e ilmenita, enquanto que a calcita figura como fase secundária.

A textura é dominantemente nematoblástica (Figura 12B), graças à abundância de cristais orientados de actinolita. Localmente, nas porções dominadas por agregados de cristais de microclina, quartzo e diopsídio, ela é nitidamente granoblástica; naqueles enriquecidos em palhetas orientadas de biotita, a textura é lepidoblástica. Sinais de deformação rúptil são comuns, a exemplo de fraturas e cominuição dos minerais, principalmente de microclina e quartzo.

Figura 12- Fotomicrografias de amostras de xisto à luz transmitida (nicóis cruzados): A) Principais minerais constituintes da amostra: actinolita (Act), microclina (Mc) e biotita (Bt); B) Textura nematoblástica definida pelos abundantes cristais orientados de actinolita.



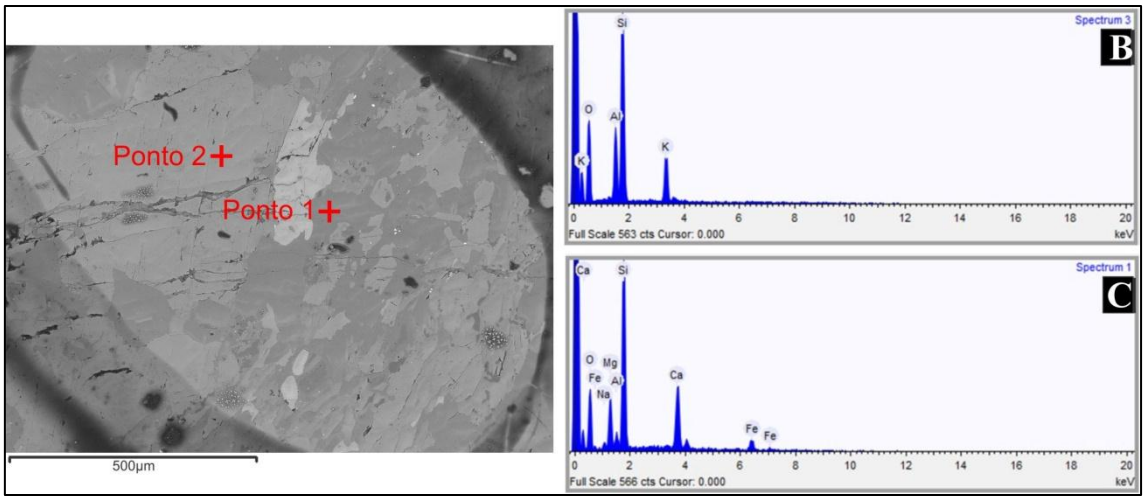

Fonte: Elaborado pela autora.

Os cristais de **actinolita** exibem granulação fina a média (< 0,1 mm a 4 mm) e formas que variam de subédricas a anédricas. A disposição planar dos cristais é a principal responsável pela foliação da rocha. Alguns cristais

encontram-se intensamente fraturados e os planos de fratura são preenchidos por calcita.

A **microclina** (Figura 14A), com seu típico maclamento xadrez, também foi analisada por MEV-EDS (Figuras 13A e 13B) e apresentou teores de, respectivamente, 18,5%,65,9% e 15,7% para $Al_2O_3$, $SiO_2$ e $K_2O$ (Tabela 1). Está, aparentemente, representada por clastos, hoje recristalizados, que exibem contatos retos com os outros cristais, além de inclusões de apatita e zircão.

Figura 13- A) Imagem de elétrons retroespalhados obtidas por MEV em cristal de microclina (ponto 1) e diopsídio (ponto 2) da amostra AP-FD-TB-054-1; B) Espectro EDS de cristal de microclina; e C) Espectro EDS de cristal de diopsídio.




Fonte: Elaborado pela autora.

As lamelas de **biotita** apresentam dimensões de 0,06 mm a 0,5 mm e formas subédricas. Certas porções da rocha são ricas nesta mica, cuja disposição planar de seus cristais define a foliação.

A identificação óptica da **diopsídio** foi confirmada por MEV-EDS (Figuras 13A e 13C), que revelou teores de CaO, MgO, $FeO_t$ e $Al_2O_3$ de 20,9%, 11,05%, 10% e 3,1%, respectivamente (Tabela 1). Seus cristais revelam dimensões que variam de finas a médias (< 0,5 mm a 2 mm), com formas subédricas a anédricas, além de contatos retos e suturados. Trata-se de ferro-diopsídio, o que foi confirmado por dados difratométricos.

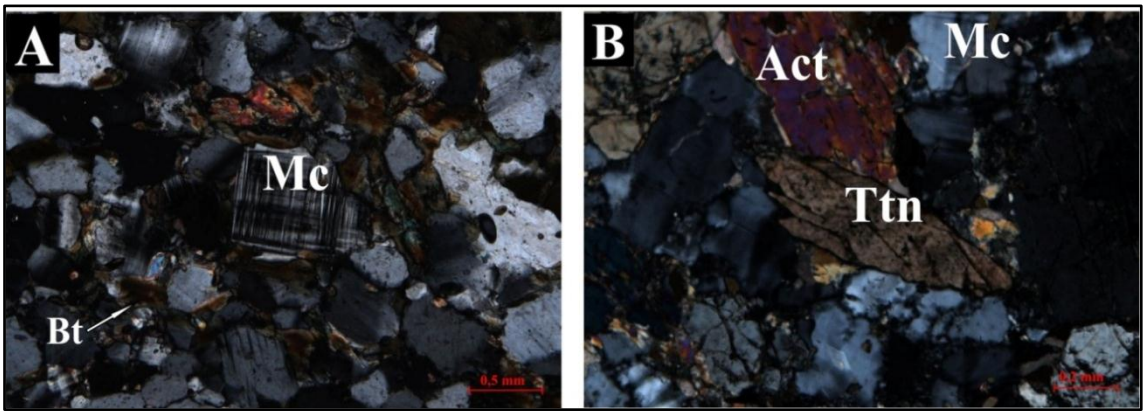
O **quartzo** revela cristais muito finos (<0,1 mm) e anédricos, que exibem forte extinção ondulante e contatos geralmente retos. É comum a ocorrência de pequenos agregados deste mineral dispersos pela rocha.

Os cristais de **hematita** e **magnetita** são finos (0,1 mm a 0,4 mm), anédricos a subédricos, encontrando-se distribuídos ubiquamente pela rocha.

A **titanita** ocorre em cristais finos (0,05 a 0,7 mm), euédricos a subédricos (Figura 14B), os quais exibem contatos retos com cristais de outros minerais.

A **apatita** forma cristais muito finos, alguns prismáticos, podendo ser encontrados como inclusões em cristais de microclina e quartzo. Os cristais de **pistacita** e **zircão** exibem granulação muito fina e formas subédricas a anédricas; alguns cristais de zircão são, no entanto, prismáticos.

Figura 14- Fotomicrografias de amostras de xisto à luz transmitida (nicóis cruzados). A) Clasto recristalizado de microclina (Mc) com seu típico maclamento xadrez; B) Cristal subédrico de titanita (Tnt).




Fonte: Elaborado pela autora.

### 5.1.3 Rochas Calciossilicáticas

Foram distinguidas três associações mineralógicas principais nessas rochas: a) epidoto-quartzo-hematita-magnetita-actinolita; b) quartzo-hematita-magnetita-actinolita-calcita-diopsídio; e c) quartzo-hematita-magnetita-diopsídio.

#### 5.1.3.1 Associação epidoto-quartzo-hematita-magnetita-actinolita

Foram descritas duas amostras de testemunhos de furos de sondagem (AP-FD-TL-146-1 e AP-FD-TL-118-1) com esta associação.

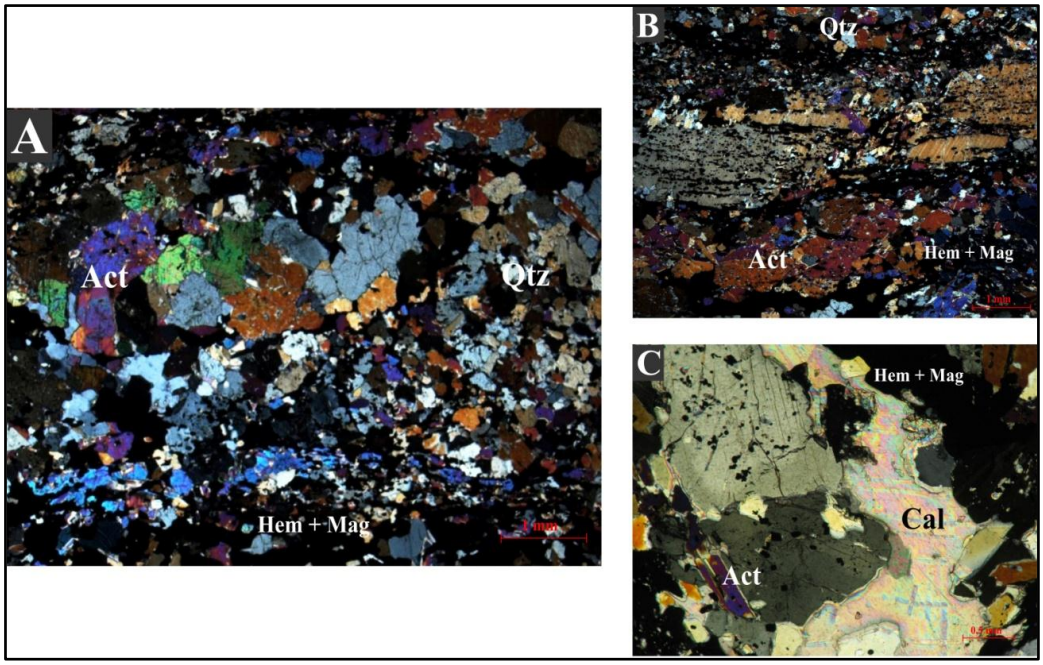
Macroscopicamente, a jrocha exibe coloração cinza esverdeada, granulação fina a média (<1 mm a 2 mm) e marcante foliação, que é definida pela disposição planar da maioria dos cristais de seus minerais, principalmente

do anfibólio. Observam-se feições amendoadas constituídas por cristais de quartzo e paralelas à foliação.

A actinolita é o constituinte dominante (50-70%), seguida de quartzo (20–25%) e minerais opacos (hematita > magnetita, 10–25%) (Figura 15A). Os minerais acessórios são epidoto, apatita e zircão, enquanto que a fase secundária é representada por calcita.

A textura é essencialmente nematoblástica (Figura 15B), embora, localmente, onde o quartzo é abundante, ela possa ser descrita como granoblástica. Pontos tríplices e subgrãos de quartzo não são raros e muitos cristais acham-se moderadamente fraturados. Vênulas monominerálicas de calcita cortam a rocha.

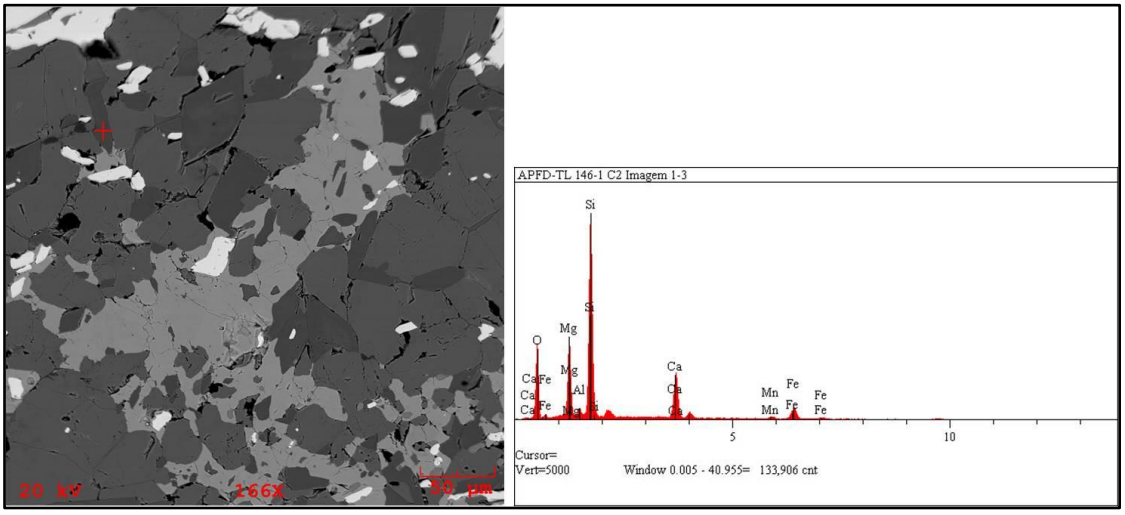
Figura 15- Fotomicrografias de amostras de rocha calciossilicática à luz transmitida (nicóis cruzados). A) Aspecto geral da rocha, em que actinolita (Act) domina amplamente sobre os demais constituintes: hematita/magnetita (Hem + Mag) e quartzo (Qtz); B) Arranjo nematoblástico, destacando a orientação de cristais de anfibólio; C) Calcita ocupando espaços intercristalinos.




Fonte: Elaborado pela autora.

A presença de **actinolita** foi confirmada por MEV-EDS (Figura 16), que, na amostra AP-FD-TL-146-1, acusou teores de CaO, MgO, $FeO_t$ e $Al_2O_3$ de, respectivamente, 9,7%, 11,6%, 6,0% e 0,8% (Tabela 1).

Figura 16- Imagem de elétrons retroespalhados de cristais de actinolita obtida por MEV com respectivo espectro EDS.



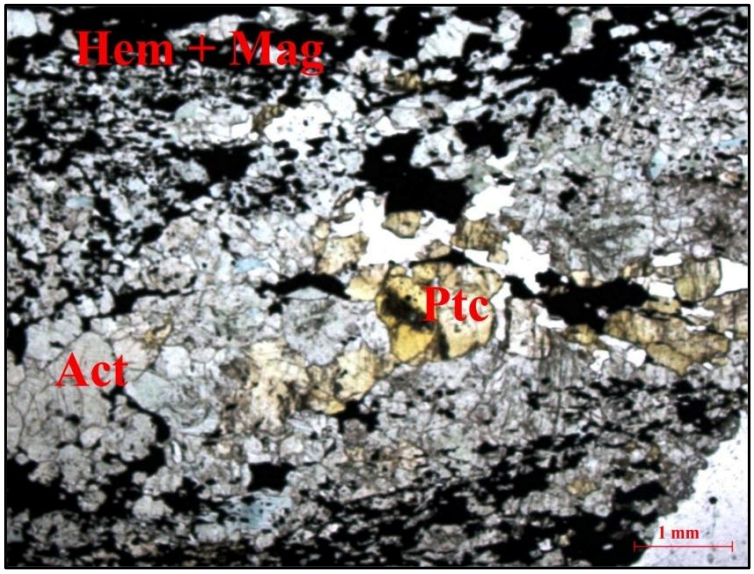

Fonte: Elaborado pela autora.

Conquanto seja outro litotipo, comparativamente às amostras de xisto, os cristais de actinolita, quartzo, hematita, magnetita, apatita e zircão apresentam praticamente os mesmos aspectos texturais quanto ao tamanho, forma e relações de contato, o que torna desnecessária nova descrição.

O **epidoto** está representado por cristais subédricos a anédricos (Figura 17), que exibem contatos retos e suturados com cristais dos outros minerais. Foi considerado, assim, um mineral metamórfico. Comumente está associado à actinolita e localmente mostra-se substituído por calcita (Figura 18B). Análise por MEV-EDS (Figura 19) detectou Ca (17%), Al (12,6%) e Fe (11,3%), o que permitiu classificá-lo como a variedade **pistacita** (Tabela 1)**.**

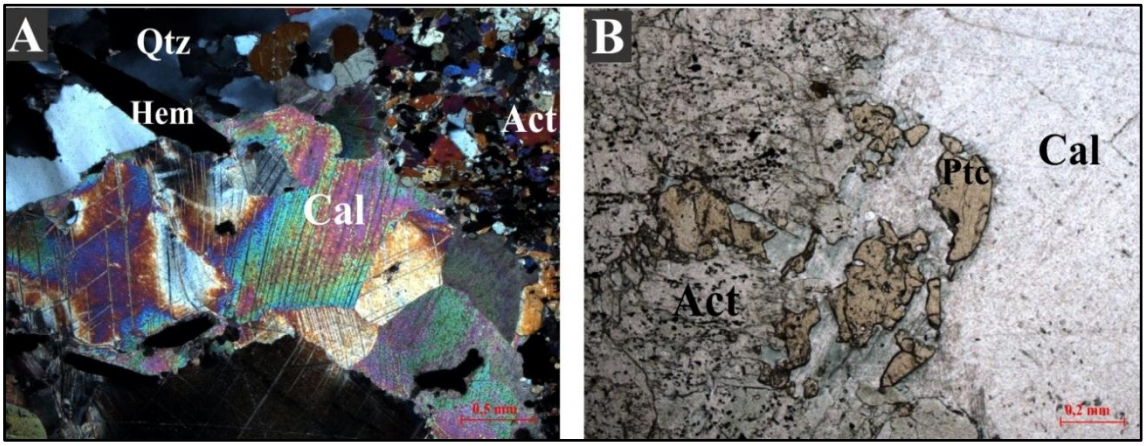
A calcita é mineral secundário que, além de substituir minerais pré-existentes, ocorre em espaços intercristalinos (Figura 15C) e em planos de fratura restritos a cristais de anfibólio ou que cortam a rocha (Figura 18A e 18B).

Figura 17- Fotomicrografia de amostra de rocha calciossilicática à luz transmitida: Cristal de pistacita (Ptc) subédricos a anédricos.



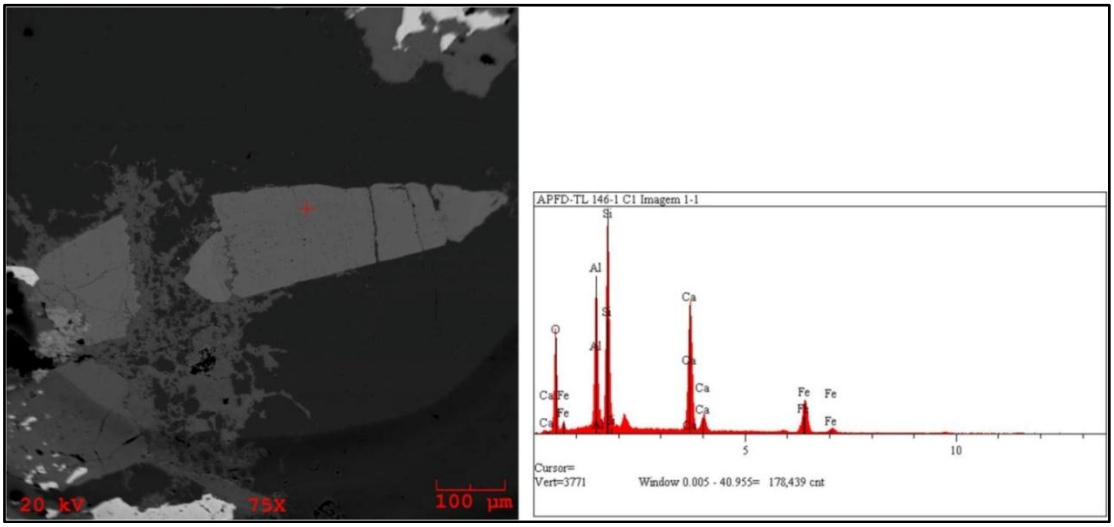

Fonte: Elaborado pela autora.

Figura 18- Fotomicrografias de amostras de rocha calciossilicática à luz transmitida. A – Vênula de calcita (Cal) encurvada que corta a rocha; B – Calcita em substituição a pistacita (Ptc) e actinolita (Act).




Fonte: Elaborado pela autora.

Figura 19 - Imagem de elétrons retroespalhados de cristal de pistacita obtida por MEV e respectivo espectro EDS.




Fonte: Elaborado pela autora.

5.1.3.2 Associação quartzo-hematita-magnetita-actinolita-calcita-diopsídio

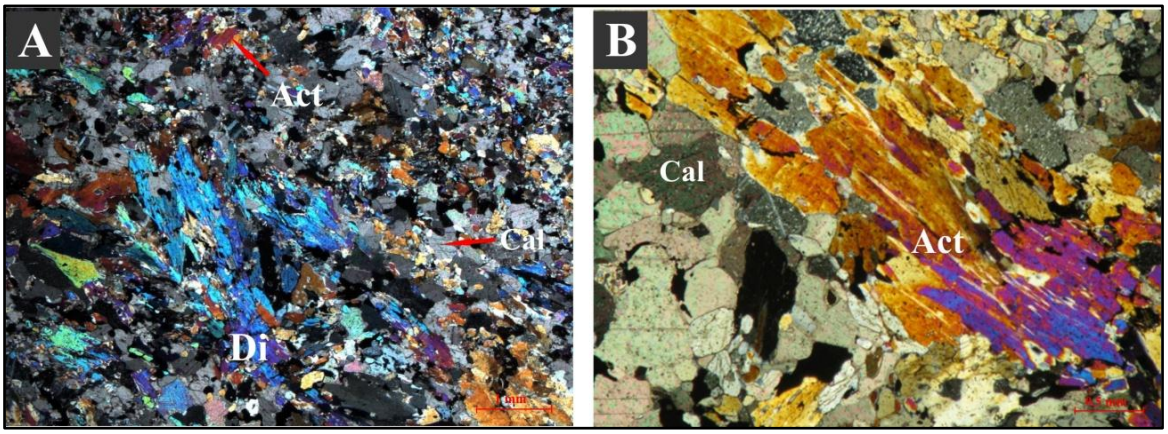
Foram descritas seis amostras com esta associação, que foram obtidas de testemunhos de furos de sondagem (AP-FD-TL-132-2, AP-FD-TL-132-3, AP-FD-TL-137-2, AP-FD-TL-137-3, AP-FD-TB-223-1 e AP-FD-TB-054-3).

Macroscopicamente, estas amostras são caracterizadas por apresentarem alternância discreta de bandas cinza esverdeadas e de cor cinza escuro. As bandas esverdeadas apresentam espessura entre 0,5 cm e 1 cm, e granulação fina a média (<0,1 mm a 5 mm), nas quais o diopsídio é o mineral dominante associado a algum quartzo. As bandas escuras exibem espessuras finas (<1 cm) e granulação fina (<1 mm), sendo mais ricas em hematita e magnetita. Em algumas amostras, são observados veios de quartzo com espessura média de 0,2 cm discordantes ao bandamento.

Esse litotipo (Figura 20A) é formado por diopsídio (35–45%), calcita (25 – 35%), actinolita (20–25 %), minerais opacos (hematita > magnetita, 10–15%) e quartzo (5–10 %). Como fases acessórias, ocorrem somente apatita e hercinita, sendo calcita a única fase secundária reconhecida.

Texturalmente, este litotipo apresenta arranjo nematoblástico nas bandas ricas em anfibólio, enquanto que nos leitos claros a textura é granoblástica (Figura 20B).

Figura 20- Fotomicrografias de amostras de rochas calciossilicáticas (nicóis cruzados). A) Rocha formada dominantemente por diopsídio (Di), calcita (Cal) e actinolita (Act); B) Textura granoblástica entremeada a faixas com arranjo nematoblástico.




Fonte: Elaborado pela autora.

Os cristais de **diopsídio** são finos a médios (0,2 mm a 1,8 mm) e mostram formas subédricas e anédricas, e contatos geralmente retos. Os de maiores dimensões ocorrem comumente associados à actinolita, enquanto que nas bandas ricas em quartzo e calcita dominam os de tamanho menor. Estão normalmente fraturados, alguns contendo inclusões de minerais opacos.

Os cristais de **calcita** exibem granulação fina (0,1 mm a 0,5 mm), formas anédricas e subédricas, além de contatos retilíneos e suturados entre si ou com cristais de outros minerais e pontos tríplices (Figura 21).

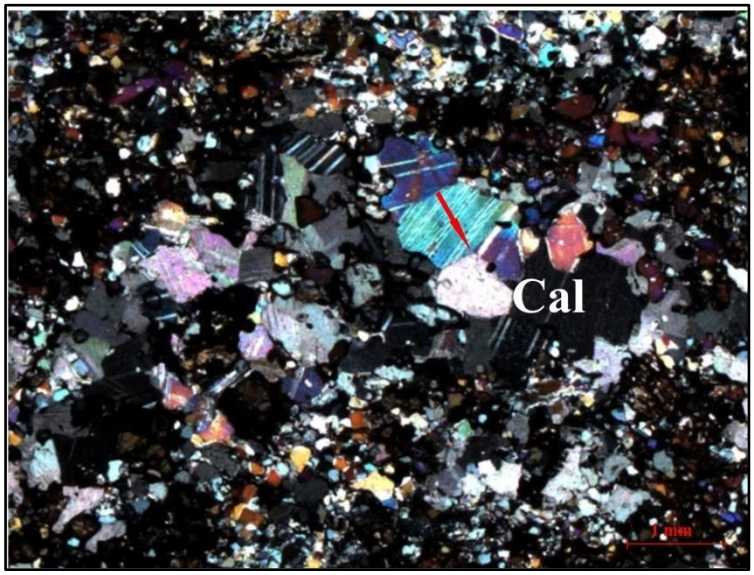
A **actinolita** ocorre em cristais com características morfoscópicas muito similares às dos cristais de diopsídio, exceto pelo hábito fibroso de alguns deles.

O **quartzo** revela cristais finos (0,3 a 0,7 mm) e anédricos, em geral com extinção ondulante. Alguns formam agregados em que contatos em pontos tríplices, retos e suturados são comuns.

Os cristais de **hematita e magnetita** mostram granulação fina (0,2 a 0,4 mm), formas anédricas e contatos retilíneos com cristais de outros minerais.

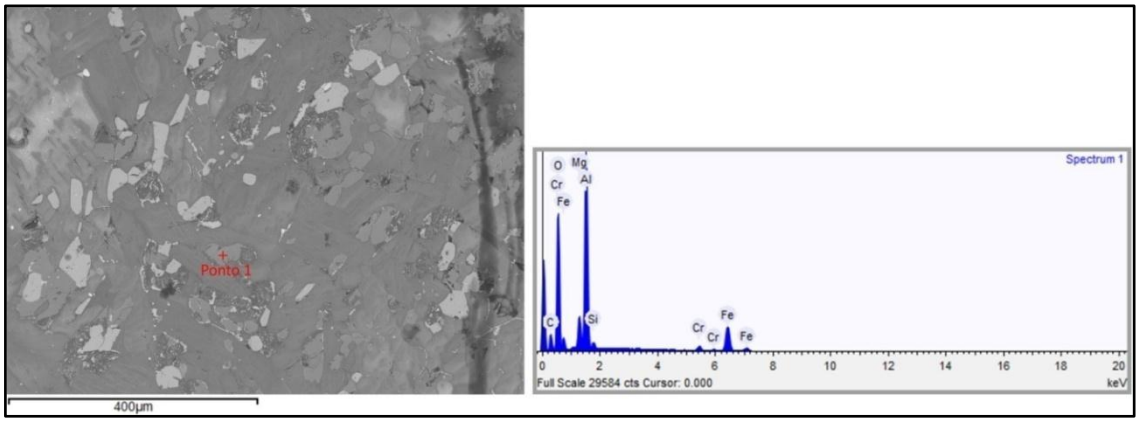
A **apatita** é representada por cristais muito finos, prismáticos, subédricos a euédricos. Cristais muito finos, anédricos e isotrópicos foram analisados por MEV-EDS (Figura 22), revelando a presença de FeO (30,67%) e $Al_2O_3$ (57,34%), o que permitiu descrevê-los como da variedade **hercinita** do grupo dos espinélios (Tabela 1).

Figura 21- Fotomicrografia de amostra de rocha calciossilicática (nicóis cruzados) com cristais de calcita (Cal) desenhando pontos tríplices.




Fonte: Elaborado pela autora.

Figura 22- Imagem de elétrons retro-espalhados de cristal de hercinita obtida por MEV (amostra AP-FD-TB-054-3) acompanhada do respectivo espectro EDS.




Fonte: Elaborado pela autora.

### 5.1.3.3 Associação quartzo-hematita-magnetita-diopsídio

Esta associação é representada por amostras que foram coletadas na frente de lavra (CAVA-A-JV-06-A, CAVA-A-JV-06-C, CAVA-A-JV-01-A, CAVA-A-JV-02-A, CAVA-A-JV-04).

Macroscopicamente, essas rochas apresentam bandas de cor esbranquiçada (até 2 cm) alternadas com bandas de cor cinza escuro (até 3 cm) e leitos esverdeados (até 2 cm) (Figura 23). A granulação das bandas claras e cinza escuro variam de fina a média (<1 mm a 2 mm), enquanto que

as porções esverdeadas apresentam cristais finos a médios (<1 mm a 4 mm), com algumas porções grossas (> 5 mm).

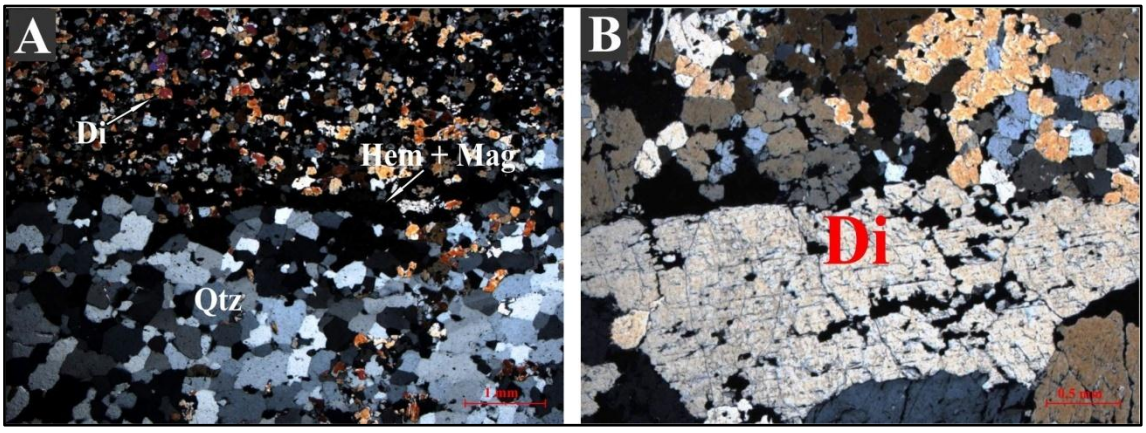
Figura 23- Foto de amostra de mão de rocha calciossilicática. Amostra CAVA-A-JV-06-C exibindo leitos esverdeados ricos em diopsídio (destacados pelas setas).

Fonte: Elaborado pela autora.

Esse litotipo é formado por cristais de diopsídio (30-65%), além de quartzo (10-40%) e minerais opacos (magnetita > hematita, 25-40%) (Figura 24A). A fase acessória é representada por apatita e zircão.

Os cristais desses minerais estão dispostos em um arranjo granoblástico, embora inequidimensionais, e comumente exibem fraturas, com alguns destes espaços formados preenchidos por minerais opacos.

Figura 24 - Fotomicrografias de amostras de rochas calciossilicáticas (nicóis cruzados). A - Principais constituintes da rocha: diopsídio (Di) hematita (Hem), magnetita (Mag) e quartzo (Qtz); B – Cristais subédricos a anédricos de diopsídio.

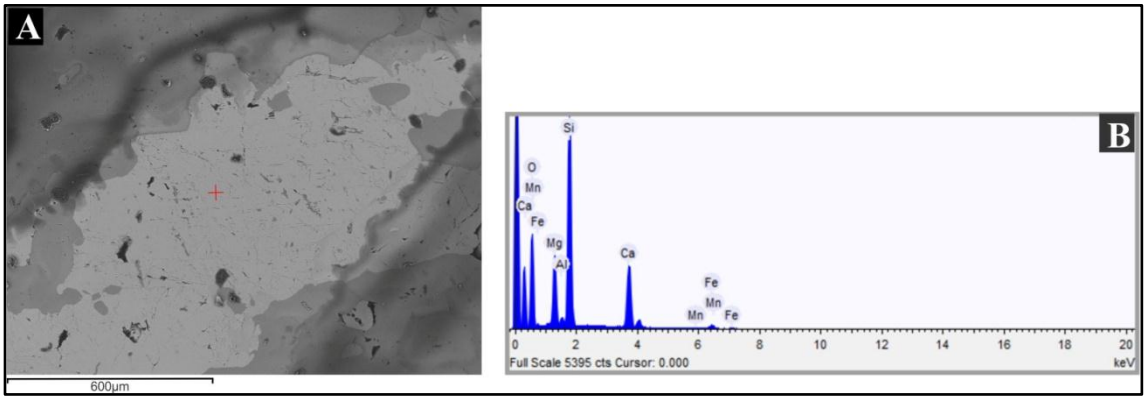



Fonte: Elaborado pela autora.

O **piroxênio**, com base nas propriedades ópticas e dados obtidos por MEV-EDS (Figura 25), foi identificado como **diopsídio** (Figura 24B), apresentando teores de CaO, MgO, $FeO_t$ e $Al_2O_3$ de 21,4%, 15,1%, 3,9% e 1,5%, respectivamente (Tabela 1). Os cristais exibem dimensões que variam de finas a grossas (< 0,2 mm a 5 mm), com formas subédricas a anédricas, bem como contatos retos e suturados. Alguns destes cristais estão fraturados e contém inclusões de apatita e minerais opacos.

Os cristais de **quartzo**, **magnetita** e **hematita**, bem como os minerais acessórios (**apatita** e **zircão)** apresentam características morfoscópicas muito similares às das rochas descritas anteriormente.

Figura 25- A) Imagem de elétrons retroespalhados obtidas por MEV em cristal de diopsídio; e B) Espectro EDS de cristal de diopsídio.




Fonte: Elaborado pela autora.

## 5.2 ROCHAS RICAS EM MN DA ZONA DE ALTERAÇÃO HIDROTERMAL (ZAH)

A SMVN na área da mina ou nas cercanias é cortada por intrusões graníticas, a exemplo do corpo Itajobi, e por zonas de cisalhamento de direção NW-SE, que muito provavelmente induziram fluidos hidrotermais a circularem através de suas rochas. Vênulas de quartzo e de calcita são importantes evidências dessa atividade hidrotermal, porém nenhuma delas é mais expressiva do que a que está relacionada às zonas de cisalhamento, ao longo das quais as rochas hidrotermalizadas adquiriram cor preta que contrasta fortemente com a cor das outras rochas.

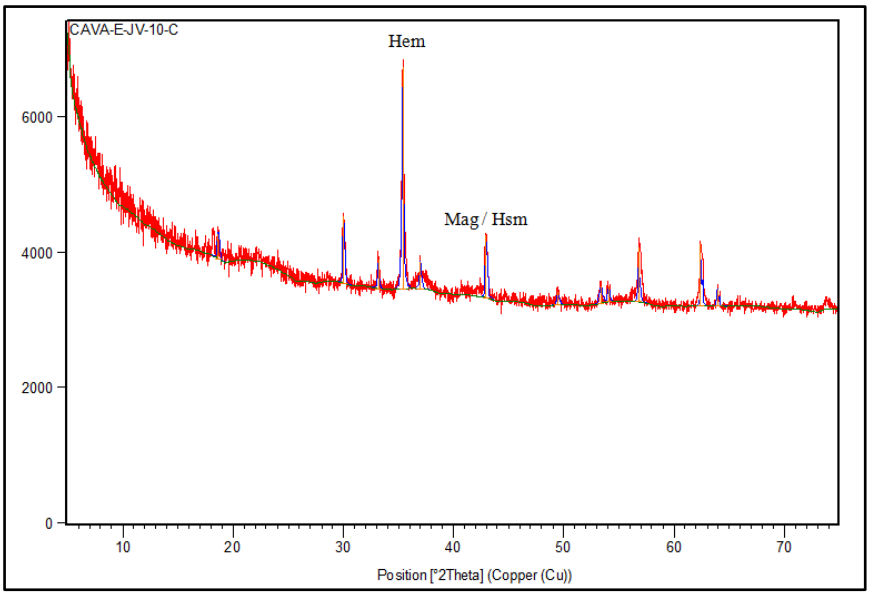
Na verdade, as rochas hidrotermalizadas apresentam bandas irregulares de coloração negra e cinzenta (Figura 26). As bandas cinzentas são menos

espessas (média de 0,5 cm) e mostram granulação fina e, como principais constituintes minerais, a hematita e magnetita. Por seu turno, as bandas negras, que são dominantes, revelam espessura média de 2 cm, granulação muito fina e composição mineralógica em que ocorre hausmanita ($Mn_3O_4$) associada à hematita e magnetita, conforme atestou a análise difratométrica que foi realizada (Figura 27).

Figura 26- Amostra de mão da rocha hidrotermalizada coletada ao longo de zona de cisalhamento, que exibe bandas mais espessas ricas em Mn e bandas menos espessas ricas em hematita e magnetita.

Fonte: Elaborado pela autora.

Figura 27- Difratograma da amostra da figura anterior, que revelou a presença de hausmanita (Hsm), hematita (Hem) e magnetita (Mag).




Fonte: Elaborado pela autora.

# 6 GEOQUÍMICA

Dentre as amostras estudadas petrograficamente, 17 foram selecionadas para a análise química (Tabela 2 e 3), sendo quatro de itabirito, duas de FFB com anfibólio, duas de xisto, oito de rochas calciossilicáticas e uma da rocha representativa da Zona de Alteração Hidrotermal.

## 6.1 Elementos maiores

Os itabiritos apresentam variação nos teores dos dois principais componentes ($SiO_2$ e $Fe_2O_{3(t)}$) da ordem de 20%. Esta variação resulta principalmente de amostras com marcante contraste de espessura entre as bandas claras (ricas em sílica) e escuras (ricas em óxidos de Fe). Registram-se proporções subordinadas de $Al_2O_3$ (até 0,7%), CaO (até 0,5%) e $P_2O_5$ (até 0,4%). Como pistacita, hercinita e almandina ocorrem em quantidades acessórias, não se descarta a possibilidade de algum Al estar também contido na magnetita/hematita em substituição ao $Fe^{+3}$.

Para as formações ferríferas com anfibólio, $SiO_2$ e $Fe_2O_{3(t)}$ revelam variação ainda maior, da ordem de 30%. As principais diferenças com relação ao litotipo anterior estão nas maiores proporções de CaO (0,9–1,7%) e MgO (0,6-0,8%). A ampla variação dos teores de sílica e óxidos de Fe está certamente ligada às diferentes proporções de quartzo e hematita+magnetita, enquanto que as de MgO e de CaO (descontada a contribuição da calcita) refletem fundamentalmente as quantidades variadas de actinolita.

As análises químicas das duas amostras de xisto também revelaram expressivas variações nos conteúdos de seus componentes. São as rochas mais ricas em $Al_2O_3$ (média de 14,6%), $K_2O$ (média de 8,9%) e $TiO_2$ (média de 1,83%) por conta da abundância de microlina, biotita e titanita. À parte os itabiritos e as FFB com anfibólio, são também as mais pobres em CaO (média de 5,4%) e MgO (média de 3,5%), a despeito da presença de actinolita e diopsídio.

Foram analisadas oito amostras de rochas calciossilicáticas, duas da associação epidoto-quartzo-hematita-magnetita-actinolita, duas da associação quartzo-hematita-magnetita-actinolita-calcita-diopsídio e quatro da associação hematita-quartzo-magnetita-diopsídio. Para a primeira, os intervalos de

variação nas proporções para $SiO_2$ e $Fe_2O_{3(t)}$ foram da ordem de 10%, aproximadamente. Porém, os valores de MgO e CaO exibiram baixas variações em seus teores, estando de acordo com as quantidades de actinolita presentes na amostra.

Para a segunda associação, a análise revelou amplos intervalos, da ordem de 20% para todos os seus principais componentes. $Al_2O_3$ (até 2,96%), $TiO_2$ (0,20%) e $P_2O_5$, (até 0,20%) ocorrem em proporções subordinadas. Os valores refletem as diferentes quantidades de actinolita e diopsídio presente nesse litotipo.

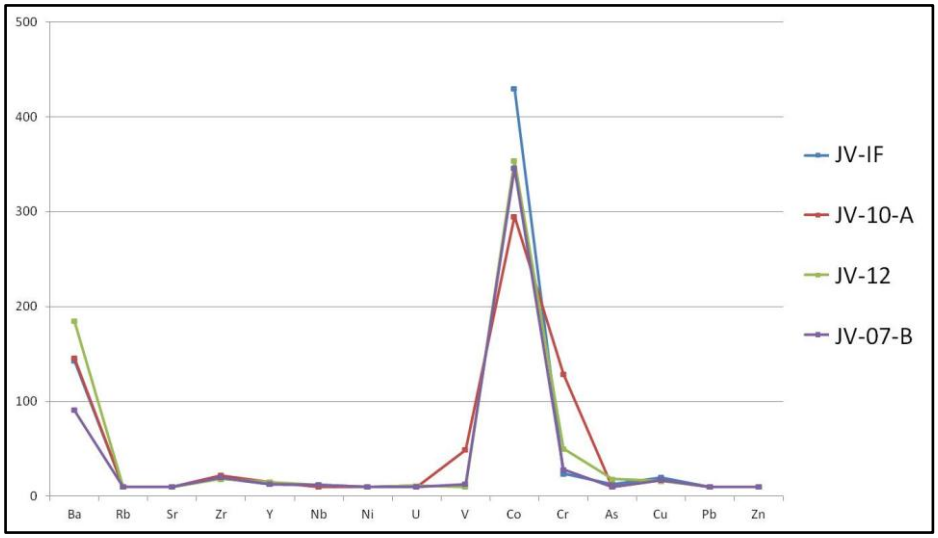
Na terceira associação os teores de CaO e MgO se mostraram elevados, de 10,67 a 20,22 % e 6,61 a 14,02%, respectivamente. Isso ocorre pela alta concentração de diopsídio presente e o intervalo entre esses valores refletem as diferentes quantidades modais deste piroxênio nas rochas analisadas.

A única amostra da ZAH que foi analisada revelou que $Fe_2O_{3(t)}$ e MnO representam mais de 95% de seu peso, sendo a concentração do Fe aproximadamente três vezes maior que a do Mn. A perda ao fogo acusou valor de cerca de 3,5%, o que demonstra que há também minerais hidratados na amostra, os quais, porém, não puderam ser identificados, mesmo pela difratometria. $SiO_2$, $Al_2O_3$ e CaO registram concentrações inexpressivas.

## 6.2 Elementos traços

Nos itabiritos, os elementos traços com teores mais elevados são Ba, Co e Cr, alcançando valores de 143 ppm, 430 ppm e 129 ppm, respectivamente, enquanto que Rb, Sr, Ni, U, As, Cu, Pb e Zn registram baixos teores, em geral inferiores a 10 ppm, o que gera o padrão de distribuição observado na Figura 28.

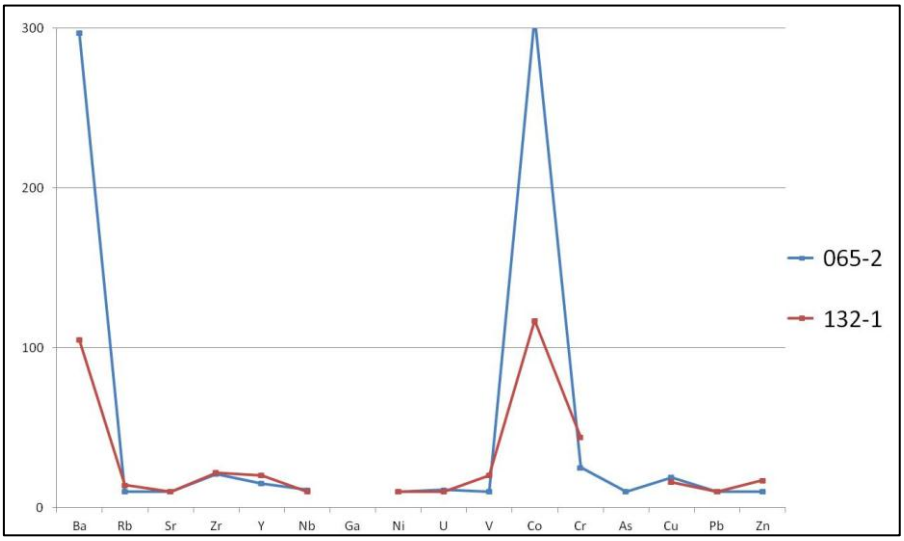
Figura 28- Padrão de distribuição dos elementos traços em amostras de itabiritos.




Fonte: elaborado pela autora.

As formações ferríferas bandadas com anfibólio apresentam padrão similar, embora os teores de Zn, V e Y sejam relativamente mais altos (Figura 29).

Figura 29- Padrão de distribuição dos elementos traços em amostras de formações ferríferas bandadas com anfibólio.

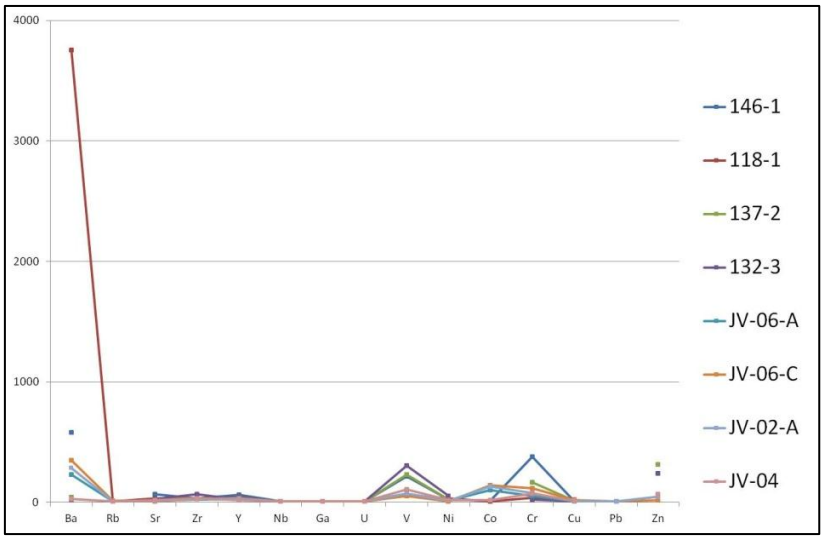



Fonte: elaborado pela autora.

São nas rochas calciossilicáticas que Ba, Cr, Ni, V e Zn assumem as maiores concentrações, enquanto que o Co registra teores muito baixos, comparáveis aos dos xistos. Rb, Ga, U, As e Pb estão abaixo do limite de detecção da técnica utilizada ou não foram detectados (Figura 30). Uma

amostra (AP-FD-TL-118-1) revelou teor de Ba igual a 3753 ppm, denunciando, provavelmente, a presença de barita.

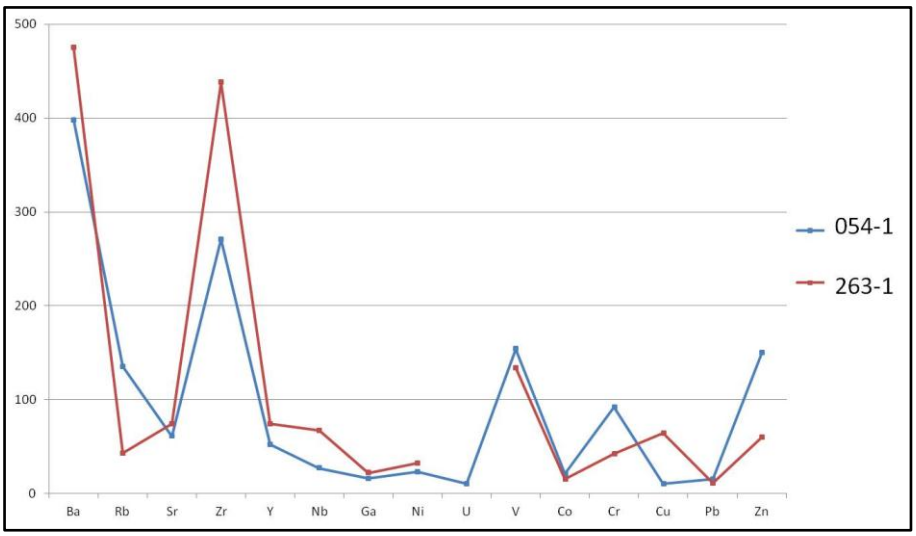
Figura 30- Padrão de distribuição dos elementos traços em amostras de rochas calciossilicáticas.




Fonte: elaborado pela autora.

Os xistos apresentam perfil de distribuição dos elementos traços bem distinto comparativamente às outras rochas e é neles que esses elementos registram, em geral, os maiores teores, salvo para Co, Cr e V (Figura 31). Chama particular atenção o Zr, cujos teores são normalmente uma ordem de grandeza maior que nos demais litotipos.

Figura 31- Padrão de distribuição dos elementos traços em amostras de xistos.




Fonte: elaborado pela autora.

# 7 INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS

As formações ferríferas de Pedra Branca do Amapari são essencialmente bandadas, sendo as bandas escuras dominadas por hematita e magnetita, o que permite classificá-las como do tipo óxido. Nas bandas claras, pobres em ferro, domina o quartzo, ocorrendo também em algumas delas actinolita com teor médio em torno de 10%. Evidentemente, a presença deste anfibólio indica que deve ter havido contaminação do material precursor das bandas claras (sílica amorfa?) tanto com sedimentos carbonáticos como com material precursor das bandas escuras, ricas em Fe, gerando um protólito de natureza carbonático-ferrífero-silicosa que, ao ser metamorfisado, estabilizou a actinolita. A apatita é, em geral, um mineral acessório, mas localmente se torna relativamente abundante, sugerindo que as fontes exalativas também forneceram fósforo, que foi transportado até os sítios de deposição das formações ferríferas. Essas fontes também devem ter sido responsáveis pelos elevados conteúdos de Co e Cr, provavelmente extraídos da crosta oceânica pelos fluidos hidrotermais. A ritmicidade das bandas claras (pobres em Fe) e escuras (ricas em Fe) pode ser explicada por fluidos exalativos alimentados por diferentes fontes, ora aportando mais sílica, ora mais ferro. A deposição do Fe provavelmente ocorreu quando o nível de oxigênio dissolvido na água do mar se tornou suficientemente elevado para oxidar o $Fe^{+2}$ para $Fe^{+3}$.

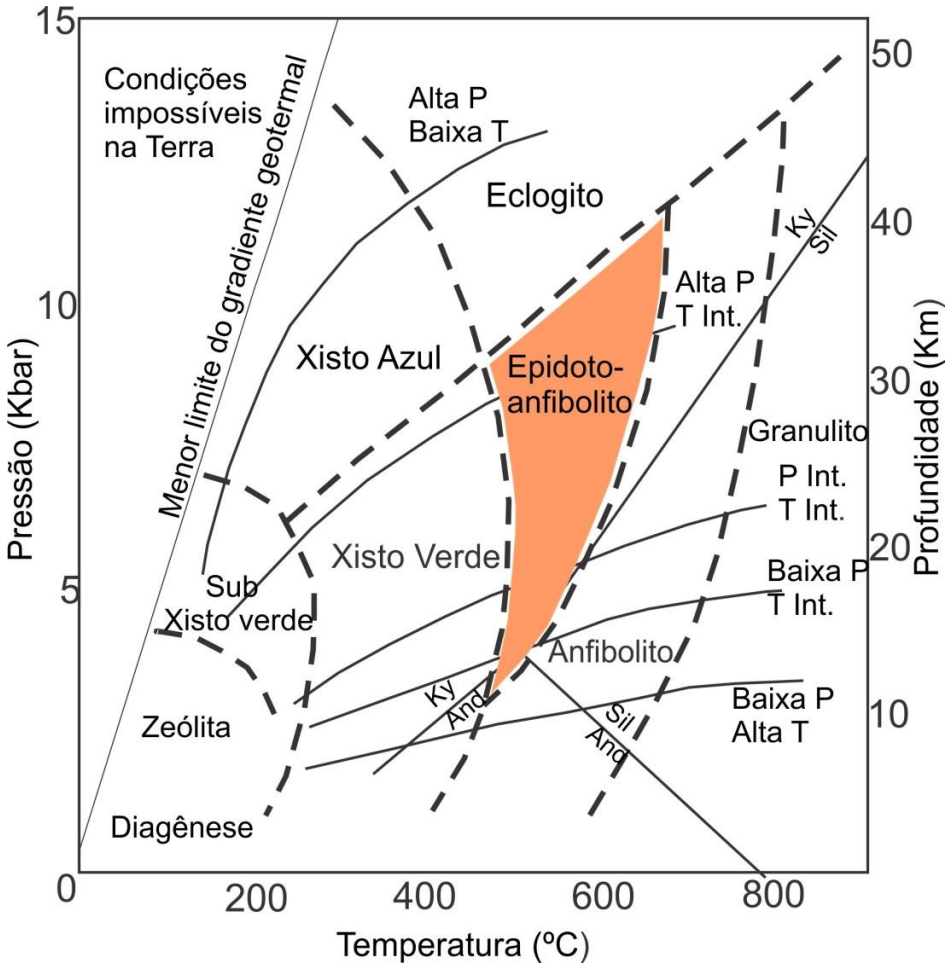
As rochas associadas às formações ferríferas, notadamente xistos e calciossilicáticas, são indicativas de que a deposição teve lugar em ambiente plataformal, onde significativa quantidade de material terrígeno, oriundo da erosão continental, também foi acumulada. Possíveis protólitos incluem grauvacas feldspáticas com matriz pelítico-carbonática, bem como margas. Os elevados teores de Zr (270 a 440 ppm) nos xistos corroboram a origem terrígena de seus sedimentos precursores, com os quais devem ter sido carreados grãos de zircão em quantidade apreciável.

Todo o pacote rochoso foi submetido a processos metamórficos que geraram, a partir de protólitos sedimentares químicos e clasto-químicos, as seguintes associações mineralógicas:

1. Quartzo-hematita-magnetita±pistacita±apatita±hercinita±granada
2. Quartzo-hematita-magnetita-actinolita±pistacita±apatita
3. Actinolita-microclina-biotita-quartzo-diopsídio-hematita-magnetita±titanita
4. Actinolita-quartzo-hematita-magnetita±pistacita
5. Diopsídio-calcita-actinolita-quartzo-hematita-magnetita±hercinita
6. Diopsídio-magnetita-quartzo-hematita

as quais são condizentes com as condições da fácies epidoto-anfibolito do metamorfismo regional (Figura 32). Essas condições já haviam sido apontadas em trabalhos anteriores sobre a Suíte Metamórfica Vila Nova, nos quais constam terem sido as rochas desta suíte metamorfisadas até a fácies anfibolito (FARACO, 1990, 1997; McREATH ; FARACO, 2006; MELO et al., 2003).

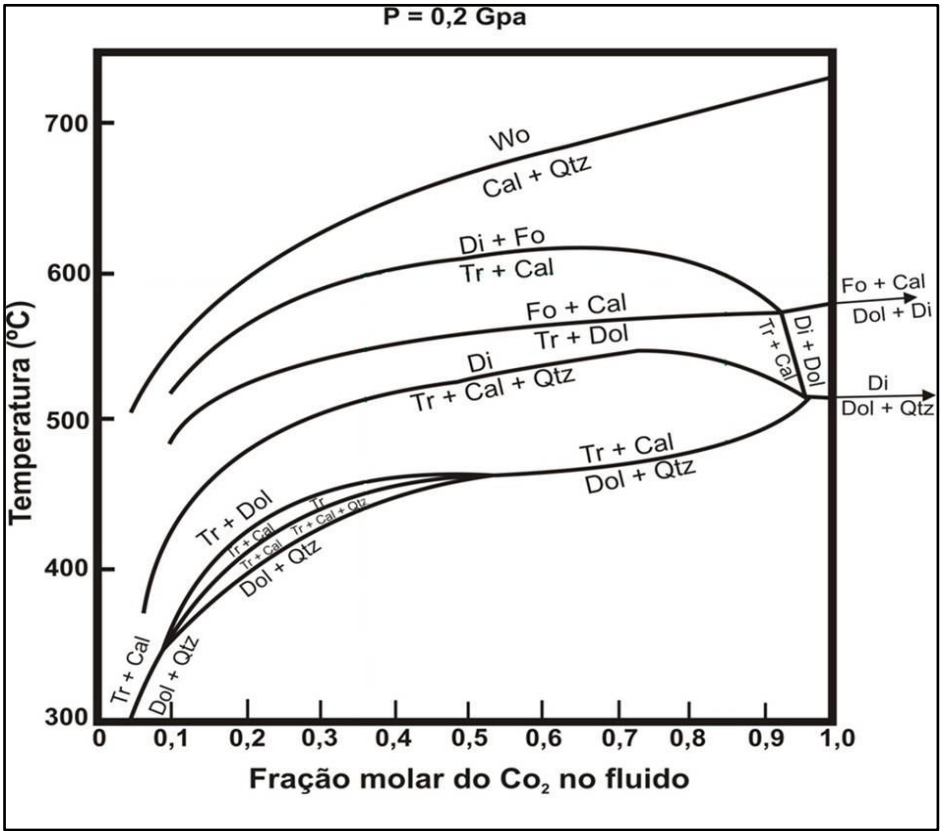
Figura 32- Diagrama de Eskola para fácies metamórficas, na qual as associações se enquadram na fácies epidoto-anfibolito.




Fonte: Modificado de Aitor Cambeses (2011).

A presença de diopsídio poderia apontar para condições de P e T mais elevadas, porém, em se tratando de rochas carbonáticas impuras, ele pode ser estabilizado a T < 600$^{o}$C, desde que a fração molar de $CO_2$ no fluido seja menor do que 0,4, a uma pressão de 2 kbar, como mostrado na Figura 33 (PHILPOTTS, 1990).

Figura 33- Diagrama exibindo as condições para a formação de diopsídio a uma temperatura menor que 600º C e pressão de 2 kbar.




Fonte: Philpotts (1990).

Por seu turno, a hercinita ($FeAl_2O_4$) pode indicar temperaturas e pressões mais elevadas (VIELZEUF, 1983), permitindo sugerir que as condições de P e T podem ter correspondido àquelas da metade superior da porção colorida da figura 32 (P=7-10 kb e T=500-650$^{o}$C) ou mesmo indicar transição para a fácies anfibolito.

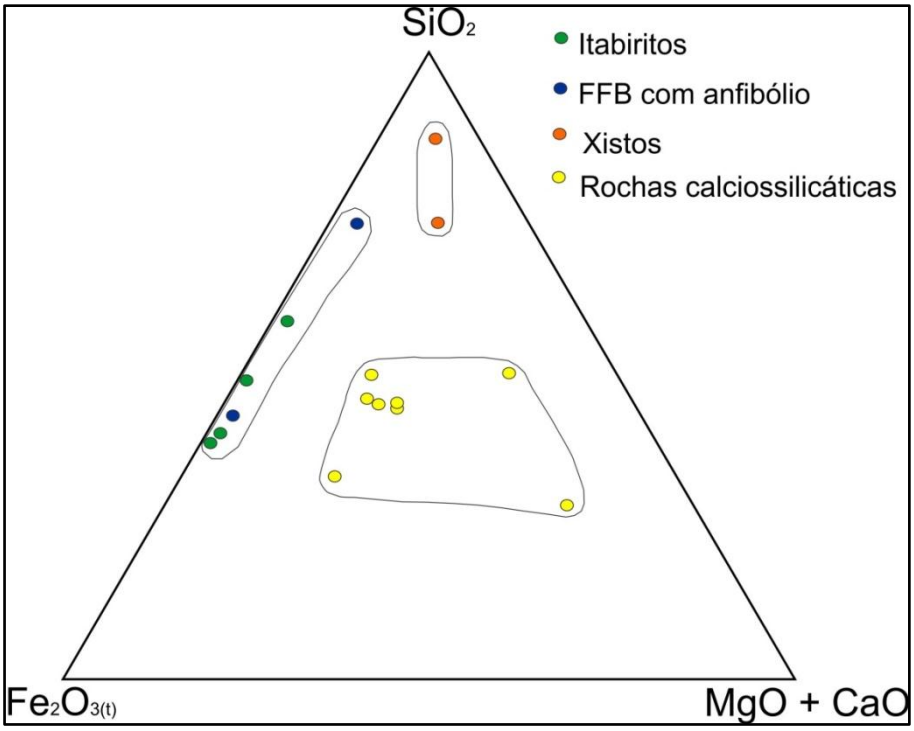
Veios e vênulas de quartzo e calcita cortam os vários litotipos, denotando a circulação de fluidos hidrotermais na área provavelmente relacionados à intrusão do granito Itajobi e às faixas alongadas NW-SE da SMVN. No entanto, a mais significativa evidência de hidrotermalismo expresso

nas zonas de cisalhamento são as rochas intensamente alteradas de coloração negra.

Os dados químicos obtidos para as rochas estudadas refletem, como não poderia deixar de ser, a composição mineralógica, sendo as diferenças entre amostras de um mesmo litotipo decorrentes das proporções modais dos principais constituintes minerais. Cinco deles, quartzo, hematita, magnetita, diopsídio e actinolita, controlam também as mais marcantes diferenças químicas entre os diversos litotipos, o que pode ser observado no diagrama triangular $SiO_2$-$Fe_2O_{3(t)}$-(CaO+MgO), componentes estes que nele representam, respectivamente, o quartzo, hematita-magnetita e diopsídio-actinolita (Figura 34). Xistos, formações ferríferas e rochas calciossilicáticas ocupam campos bem definidos, demonstrando a validade da composição química em discriminar os vários litotipos investigados.

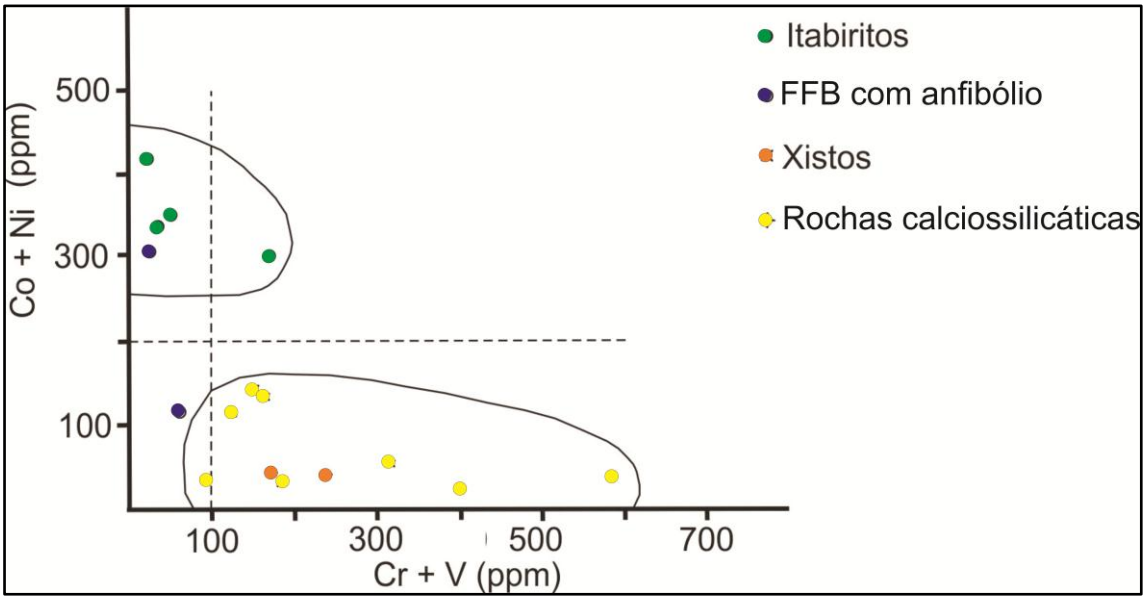
Com relação aos elementos traços, eles distinguem bem as FFB das demais rochas (Figura 35), estas mais ricas em Sr, V, Ni e, de certo modo também em Cr, enquanto aquelas o são em Co, além de registrar o mais alto valor para Ba dentre todas as amostras analisadas. Como alguns desses elementos mostram pouca mobilidade no ambiente supergênico, a combinação deles poderia ser útil no mapeamento de áreas muito intemperizadas e com escassez de afloramentos.

Figura 34- Diagrama triangular SiO2-Fe2O3(t)-(CaO+MgO) com a distribuição das amostras de formações ferríferas, xistos e rochas calciossilicáticas ocupando campos distintos, o que permite que elas possam ser discriminadas também por critérios químicos.




Fonte: Elaborado pela autora.

Figura 35- Diagrama exibindo a distinção entre as FFB e as rochas associadas com relação aos elementos traços Co + Ni e Cr + V.




Fonte: Elaborado pela autora.

Veios e vênulas de quartzo e calcita, discordantes à foliação, cortam os vários litotipos, denotando que fluidos hidrotermais circularam na área da mina. É provável que estejam relacionados à intrusão do granito Itajobi que aflora nas circunvizinhanças. Zonas de cisalhamento, de direção NW-SE, que atravessam a área, também serviram de condutos para a migração desses fluidos. Muitas delas são marcadas pela ocorrência de rocha milonitizada de cor negra, decorrente da precipitação de óxidos de Mn, principalmente hausmanita, em meio à massa de hematita e magnetita. Considerando que rochas ricas em Mn, alguns dos quais tendo gerado os importantes jazimentos manganesíferos da Serra do Navio, fazem da SMVN (Faraco 1997), muito possivelmente o Mn da Zona de Alteração Hidrotermal lixiviado desses depósitos por fluidos que com eles interagiram e que buscaram as zonas de cisalhamento como rota de fuga.

# 8 CONCLUSÕES

Através da caracterização petrográfica e química realizada nas rochas estudadas, auxiliada por microscopia eletrônica de varredura (MEV-EDS) e difração de raios-X, foram reconhecidas três principais variedades litológicas: a) formações ferríferas bandadas (FFB); b) xistos; e c) rochas calciossilicáticas, onde, as primeiras foram distinguidas em itabiritos e FFB com anfibólio. Desta forma, foram definidas as seguintes associações mineralógicas: quartzo – hematita – magnetita ± pistacita ± apatita ± hercinita ± granada, quartzo – hematita – magnetita – actinolita ± pistacita ± apatita e actinolita – microclima – biotita – quartzo – diopsídio – hematita – magnetita ± titanita, respectivamente para os itabiritos, FFB com anfibólio e xistos, bem como actinolita – quartzo – hematita – magnetita ± epidoto, diopsídio – calcita – actinolita – quartzo – hematita – magnetita ± hercinita e diopsídio – magnetita – quartzo – hematita para as rochas calciossilicáticas.

Tais associações indicam que a derivação se deu a partir de rochas sedimentares químicas e clásticas, depositadas em ambiente plataformal e, finalmente, metamorfisadas sob condições da fácies epidoto-anfibolito. A presença de cristais de hercinita é indicativa de que este pacote pode ter sido submetido a condições de mais alta pressão desta fácies, sendo aceitáveis para a estabilização das paragêneses citadas, os intervalos de P=7-10 kb e T=500-650$^{o}$C.

As FFB foram geradas provavelmente a partir de jaspilitos ou rochas similares, com alguma contaminação de sedimentos ferríferos-silicosos com material carbonático, já que também foi estabilizado algum anfibólio. Os possíveis protólitos dos xistos e rochas calciossilicáticas são grauvacas feldspáticas com matriz pelítico-carbonática, e margas, respectivamente.

Quimicamente, as FFB e as rochas associadas puderam ser diferenciadas em termos de $SiO_2$, $Fe_2O_{3(t)}$, CaO e MgO, seus principais componentes e, estes refletem a grande quantidade de quartzo, magnetita, hematita, actinolita e diopsídio. Particularmente, os xistos apresentam quantidades maiores de $K_2O$ e $TiO_2$, já que possuem abundância em microclina, biotita e titanita. A diferenciação química também foi realizada

baseada nos teores de alguns elementos traços. As FFB são ricas em Sr, Ni, V e Cr, e pobres em Co, com relação às outras rochas. Já que determinados elementos exibem pouca mobilidade no ambiente supergênico, podem apresentar grande utilidade em mapeamentos de áreas muito intemperizadas e com afloramentos escassos.

Evidências de hidrotermalismo são comuns, tais como a presença de veios/vênulas de quartzo e calcita que cortam os litotipos, além de rochas ricas em Mn que foram depositadas ao longo de condutos abertos pelas zonas de cisalhamento de direção NW-SE.

## REFERÊNCIAS

ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Reviews,* v. 17, p. 1-29, 1981.

AVELAR, V.G.; LAFON, J.M.; DELOR, C.; GUERROT, C., LAHONDÈRE, D. Archean crustal remnants in the easternmost part f the Guiana Shield: Pb-Pb and Sm-Ndgeochronological evidence for Mesoarchean versus Neoarchean signatures. *Géologie de la France*, n. 2-3-4, p. 83-99. 2003.

BEKKER, A.; SLACK, J.F.; PLANAVSKY, N.; KRAPEŽ, B.; HOFMANN, A., KONHAUSER, K.O.; ROUXEL, O.J. Iron Formation: The sedimentary product of a complex interplay among mantle, tectonic, oceanic and biospheric processes. *Economic Geology*, v. 105, p. 467-508. 2010.

BIONDI, J.C. *Processos metalogenéticos e os depósitos minerais brasileiros.* 1ª ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2003. 528 p.

CLOUT, J.M.F.; SIMONSON, B.M. Precambrian iron formations and iron formation-hosted iron ore deposits. *Economic Geology 100$^{th}$* Anniversary Volume, p. 643-680. 2005.

CORDANI, U.G.; SATO, K. Crustal evolution of the South American Platform, based on Nd isotopic systematic on granitoid rocks. *Episodes*, 22(3): p. 167-173. 1999.

DARDENNE, M.A.; SCHOBBENHAUS, C. *Metalogênese do Brasil.* Brasília,DF: Ed. UnB, 2001. 392 p.

DAVY, R. *A Contribuition on the chemical composition of Precambrian Iron-formations*. In: TRENDALL, A.F.; MORRIS, R.C. (Ed.). *Iron-formations: facts and problems.* Amsterdam, Elsevier, 1983. p. 325-342.

FARACO, M.T.L. *Evolução petrológico-geoquímica das rochas da Suíte metamórfica Vila Nova na Serra do Ipitinga (NW do Pará*). 1990. 346f. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Belém, 1990.

FARACO, M.T.L. *Evolução petroquímico-metalogenética das rochas e mineralizações associadas à Suíte Vila Nova na Serra do Ipitinga (NW do Pará).* 1997. 245f. Doutorado (Tese) - Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Belém. 1997.

FERNANDES, N.H.; VERÍSSIMO, C.U.V.; CARVALHO, S.G. FERNANDES, T.M.G. Geologia e geoquímica dos elementos maiores das formações ferríferas bandadas da região de Pium-hí (MG). *Revista de Geologia*, v. 17, n. 2, p. 119-130. 2004.

FETTES, D.; DESMONS, J. *Metamorphic rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences subcommission on the systematics of metamorphic rocks.* Cambridge; New York: Cambridge University Press, 2007. 244 p.

GROSS, G.A. General Geology and Evaluation of Iron Deposits; Volume I, In: Geology of iron deposits in Canada. Geological Survey of Canada, *Economic Geology Report,* n. 22, 111 p. 1965.

GROSS, G.A. A Classification of iron formations based on depositional environments. *Canadian Mineralogist*, v. 18, p. 215-222. 1980.

HOFFMAN, P.F.; KAUFMAN, A.J.; HALVERSON, G.P.; SCHRAG, D.P. A Neoproterozoic Snowball Earth. *Science*, v. 281, p. 1342-1346. 1998.

JAMES, H.L. Sedimentary facies of iron-formation. *Economic Geology,* v. 49, n.3, p. 235-293. 1954.

JAMES, H.L.; SIMS, P.K. Precambrian iron formation of the world. *Economic Geology*, v. 68, n.7, p. p. 913-914. 1973.

LAFON, J.M.; AVELAR, V.G.; ROSSI, P.; DELOR, C.; GUERROT, C.; PIDGEON, R.T. Geochronological evidence for reworked Neoarchean crust during Transamazonian Orogeny (2.1 Ga) in the southeastern Guiana Shield. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31st 2000, Rio de Janeiro, Brazil, *Abstr*. Rio de Janeiro: CPRM. 2000. 1 CD-ROM.

LAFON J.M.; DELOR C.; THÉVENIAUT H.; KRYMSKY R.; TAVARES R.P.S.; ROIG J.Y. Isotopic deciphering of Rhyacian crustal evolution along the northern oyapok river new constraints from Sm-Nd, U-P band Pb-Pb geochronology. In: SBG, Simp. Geol. Amazônia, 8, Manaus, Extended Abstract (CD-ROM). 2003.

LIMA, M.I.C.; MONTALVÃO, R.M.G.; ISSLER, R.S.; OLIVEIRA, A.S.; BASEI, M.A.S.; ARAÚJO, J.F.V.; SILVA, G.G. *Geologia*: Folha NA/NB 22 (Macapá). Projeto RADAM, DNPM. Rio de Janeiro, 1974. p. 1-120. (Levantamento de Recursos Naturais, 6).

LIMA, M.I.C.; BEZERRA, P.E.L.; ARAÚJO, C.C.G. Sistematização da geologia do estado do Amapá. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA,3., 1991, Belém. *Anais*, Belém: SBG-Núcleo Norte, v. 3, 1991. p. 322-335.

McREATH, I.; FARACO, M.T.L. Sm-Nd and Rb-Sr systems in part of the Vila Nova Metamorphic Suite, Northern Brazil. In: South American Symposium on Isotope Geology, 1. Campos do Jordão. Extended Abstracts, 1996. p. 194-196.

McREATH, I.; FARACO, M.T.L. Paleoproterozoic greenstone-granite belts in northern Brazil and the former Guyana shield – West African Craton Province. *Revista do Instituto de Geociências – USP.* São Paulo, v. 5, n. 2, p. 49-53. 2006.

MELO, L.V.; VILLAS, R.N.; SOARES, J.W.; FARACO, M.T.L. Geological setting and mineralizing fluids of the Amapari gold deposit, Amapá State, Brazil. *Géologie de la France*, n. 2-3-4, p. 243-255. 2003.

MONTALVÃO, R.M.G.; TASSINARI, C.C.G. Geocronologia pré-cambriana do Território Federal do Amapá (Brasil). In*:* SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2., Manaus. *Anais*, 1984. p. 54-57.

OLIVEIRA, E.C.; LAFON, J.M.; GIOIA, S.M.C.L.; PIMENTEL, M.M. Datação Sm-Nd em rocha total e granada do metamorfismo granulítico da região de Tartarugal Grande, Amapá Central. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 38, n. 1, p. 114-127. 2008.

PHILPOTTS, A.R. *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology.* 1st Edition, New Jersey: Prentice Hall, 1990. 498 p.

ROSA-COSTA, L.T.; RICCI, P.S.F.; LAFON, J.M.; VASQUEZ, M.L.; CARVALHO, J.M.A.; KLEIN, E.L.; MACAMBIRA, E.M.B. Geology and geochronology of Archean and Paleoproterozoic domains of the southwestern Amapá and northwestern Pará, Brazil, southeastern Guiana Shield. *Géologie de la France*, n. 2-3-4, p. 101-120. 2003.

ROSA-COSTA, L.T. *Geocronologia $^{207}Pb/^{206}Pb$, Sm-Nd, U-Th-Pb e $^{40}Ar$-$^{39}Ar$ do segmento sudeste do Escudo das Guianas: Evolução crustal e termocronologia do Evento Transamazônico.* 2006. 221f. Doutorado (Tese) - Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Belém, 2006.

ROSA-COSTA, L.T.; LAFON, J.M., COCHERIE, A.; DELOR, C. T-Th-Pb (EPMA) monazite and zircon Pb-Pb geochronology of the transamazonian high-grade metamorphism in the archean Amapá Block (Brazil), Southeastern Guiana Shield. In: V South American Symposium on Isotope Geology, Punta Del Leste. 2006.

SANTOS, J.O.S.; HARTMANN, L.A.; GAUDETTE, H.E.; GROVES, D.I.; McNAUGHTON, N.J.; FLETCHER, I.R. A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. Gondwana Research, v. 3(4): p. 453-488. 2000.

SCARPELLI, W. The Serra do Navio manganese deposit (Brazil). UNESCO. Genesis of Precambrian iron and manganese deposits. Proc. Kiev Symposium, 1970. *Earth Sciences* 9, p. 217-228. 1973.

STANTON, R.L. *Ore petrology*. New York: McGraw-Hill Book Co., 1972. 713p.

TASSINARI, C.C.G.; MACAMBIRA, M.J.B. Geochronological provinces of the Amazonian Craton, *Episodes*, v. 22, n.3, p. 174-182. 1999.

TASSINARI, C.C.G.; MACAMBIRA, M.J.B. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO NEVES, B.B. (eds.) *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida.* São Paulo: Ed. Beca, 2004. p. 471-485.

VIELZEUF, D. The spinel and quartz associations in high grade xenoliths from Tallante (S.E. Spain) and their potential use in geothermometry and geobarometry. Contrib. *Mineral. Petrol*., v. 82, p. 301-311. 1983.

# ANEXOS

## ANEXO A - ANÁLISES DE EDS MOSTRANDO OS TEORES MÉDIOS EM PERCENTAGEM

| Rocha | Amostra | $SiO_2$ | MgO | CaO | $Al_2O_3$ | $FeO_t$ | Mno | $Na_2O$ | $K_2O$ | $TiO_2$ | Mineral |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Xisto | AP-FD-TB-054-1 | 53,17 | 11,05 | 20,87 | 3,13 | 9,99 | - | 1,77 | - | - | Diopsídio |
| Xisto | AP-FD-TB-054-1 | 65,83 | - | - | 18,47 | - | - | - | 15,68 | - | Microclina |
| Xisto | AP-FD-TB-054-1 | 33,61 | - | 26,36 | 3,53 | - | - | 1,52 | - | 34,96 | Titanita |
| Rocha Calcios. | AP-FD-TL-146-1 | 30,62 | 11,64 | 9,68 | 0,84 | 6,02 | 1,16 | - | - | - | Actinolita |
| Rocha Calcios. | AP-FD-TL-146-1 | 20,72 | - | 16,91 | 12,65 | 11,28 | - | - | - | - | Pistacita |
| Rocha Calcios. | AP-FD-TB-054-3 | 2,33 | 9,64 | - | 57,34 | 30,67 | - | - | - | - | Hercinita |
| Rocha Calcios. | CAVA-A-JV-06-A | 57,46 | 15,02 | 21,41 | 1,51 | 3,95 | 0,62 | - | - | - | Diopsídio |

**ANEXO B - COMPOSIÇÃO QUÍMICA REPRESENTATIVA DAS ROCHAS DA MINA PEDRA BRANCA DO AMAPARI: ITABIRITOS; FFB COM ANFIBÓLIO; XISTOS; ROCHAS CALCIOSSILICÁTICAS E ROCHA RICA EM Mn DA ZONA DE ALTERAÇÃO HIDROTERMAL**

| **Tipo de Rocha** | **Itabiritos** | | | | **FFB com anfibólio** | | **Xistos** | | **Rochas calciossilicáticas** | | | | | | | | **Rocha da ZAH** |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **Amostra** | CAVA-F-JV-IF | CAVA-E-JV-10-A | CAVA-F-JV-12 | CAVA-D-JV-07-B | AP-FD-TL-065-2 | AP-FD-TL-132-1 | AP-FD-TB-054-1 | AP-FD-MA-263-1 | AP-FD-TL-146-1 | AP-FD-TL-118-1 | AP-FD-TL-137-2 | AP-FD-TL-132-3 | CAVA-A-JV-06-A | CAVA-A-JV-06-C | CAVA-A-JV-02-A | CAVA-A-JV-04 | CAVA-E-JV-10-C |
| Elementos maiores (% em peso) | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| $SiO_2$ | 46,80 | 56,58 | 39,62 | 38,05 | 39,45 | 69,82 | 54,83 | 56,87 | 41,79 | 30,47 | 40,93 | 20,78 | 42,55 | 46,84 | 43,03 | 47,68 | 0,17 |
| $TiO_2$ | - | - | - | - | - | - | 1,34 | 2,32 | - | 0,23 | - | 0,20 | - | - | - | - | - |
| $Al_2O_3$ | 0,71 | 0,38 | 0,17 | 0,29 | 0,33 | 0,29 | 11,59 | 17,58 | 1,57 | 2,16 | 0,68 | 2,96 | 1,18 | 1,12 | 1,51 | 1,15 | 0,7 |
| $Fe_2O_{3(t)}$ | 51,27 | 41,50 | 59,88 | 61,48 | 57,44 | 26,53 | 10,13 | 4,72 | 35,62 | 46,35 | 33,55 | 13,64 | 32,86 | 33,59 | 36,17 | 15,45 | 71,13 |
| MnO | - | - | - | - | - | 0,19 | 0,29 | 0,15 | 1,29 | 1,07 | 2,25 | 2,61 | 0,54 | 0,34 | 0,57 | 0,92 | 24,41 |
| MgO | - | - | - | - | 0,63 | 0,85 | 4,65 | 2,39 | 6,10 | 3,08 | 7,75 | 15,48 | 8,38 | 6,61 | 7,26 | 14,02 | - |
| CaO | - | 0,47 | 0,15 | - | 0,91 | 1,69 | 7,23 | 3,52 | 12,88 | 13,93 | 14,27 | 25,14 | 14,14 | 10,82 | 10,67 | 20,22 | 0,14 |
| $Na_2O$ | - | - | - | - | - | - | 0,23 | 0,59 | - | 0,30 | - | - | - | - | - | - | - |
| $K_2O$ | - | - | - | - | - | 0,15 | 7,62 | 10,17 | - | 0,74 | - | - | 0,16 | 0,50 | 0,31 | - | - |
| $P_2O_5$ | <0,10 | 0,36 | 0,11 | <0,10 | - | <0,10 | 0,28 | 0,53 | 0,29 | 1,39 | 0,20 | 0,13 | 0,13 | <0,10 | 0,14 | <0,10 | - |
| P.F. | 1,06 | 0,61 | 0,22 | 0,13 | 1,24 | 0,47 | 1,71 | 1,01 | 1,37 | 0,28 | 0,31 | 19 | 0,03 | 0,04 | 0,30 | 0,50 | 3,45 |
| **Total(%)** | 99,94 | 99,9 | 100,15 | 100,05 | 100 | 100,09 | 99,9 | 99,85 | 100,91 | 100 | 99,94 | 99,94 | 99,97 | 99,96 | 99,96 | 100,04 | 96,55 |

## ANEXO C - COMPOSIÇÕES QUÍMICAS DOS ELEMENTOS TRAÇOS DE AMOSTRAS SELECIONADAS DA MINA PEDRA BRANCA DO AMAPARI

| **Tipo de Rocha** | **Itabiritos** | | | | **FFB com anfibólio** | | **Xistos** | | **Rochas calciossilicáticas** | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **Amostra** | CAVA-F-JV-IF | CAVA-E-JV-10-A | CAVA-F-JV-12 | CAVA-D-JV-07-B | AP-FD-TL-065-2 | AP-FD-TL-132-1 | AP-FD-TB-054-1 | AP-FD-MA-263-1 | AP-FD-TL-146-1 | AP-FD-TL-118-1 | AP-FD-TL-137-2 | AP-FD-TL-132-3 | CAVA-A-JV-06-A | CAVA-A-JV-06-C | CAVA-A-JV-02-A | CAVA-A-JV-04 |
| Elementos traços (em ppm) | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Ba | 143 | 146 | 185 | 91 | 297 | 105 | 398 | 475 | 581 | 3753 | 44 | 25 | 229 | 349 | 287 | 27 |
| Rb | <10 | <10 | <10 | <10 | <10 | 14 | 135 | 43 | - | <10 | - | - | <10 | 15 | <10 | <10 |
| Sr | <10 | <10 | <10 | <10 | <10 | <10 | 61 | 74 | 68 | 35 | 29 | 30 | 15 | <10 | 15 | 17 |
| Zr | 19 | 22 | 18 | 20 | 21 | 22 | 271 | 438 | 34 | 33 | 32 | 66 | 26 | 27 | 27 | 31 |
| Y | 13 | 15 | 15 | 13 | 15 | 20 | 52 | 74 | 64 | 44 | 33 | 24 | 27 | 27 | 31 | 18 |
| Nb | 12 | 10 | 12 | 12 | 11 | <10 | 27 | 67 | <10 | <10 | <10 | <10 | <10 | <10 | <10 | <10 |
| Ga | - | - | - | - | - | - | 16 | 22 | - | <10 | - | <10 | <10 | - | - | <10 |
| U | 11 | 10 | 11 | 10 | 11 | <10 | <10 | - | <10 | <10 | <10 | <10 | <10 | 10 | 11 | <10 |
| V | - | 49 | <10 | 13 | <10 | 20 | 154 | 134 | 214 | 60 | 233 | 304 | 72 | 52 | 74 | 109 |
| Ni | <10 | <10 | <10 | <10 | <10 | <10 | 23 | 32 | 22 | 34 | 25 | 53 | 13 | <10 | 16 | 20 |
| Co | 430 | 295 | 354 | 346 | 307 | 117 | 21 | 15 | 13 | <10 | - | - | 103 | 143 | 130 | 18 |
| Cr | 24 | 129 | 50 | 28 | 25 | 44 | 92 | 42 | 377 | 40 | 166 | 22 | 51 | 119 | 76 | 73 |

| | | | | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| As | 13 | <10 | 18 | <10 | 10 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Cu | 20 | 17 | 16 | 17 | 19 | 16 | <10 | 64 | <10 | <10 | 14 | <10 | <10 | 21 | <10 | 12 |
| Pb | <10 | <10 | <10 | <10 | <10 | <10 | 15 | 11 | - | - | - | - | - | <10 | <10 | - |
| Zn | <10 | <10 | <10 | <10 | <10 | 17 | 150 | 60 | 54 | 53 | 314 | 240 | 25 | 20 | 46 | 69 |