



**CARACTERIZAÇÃO DO *SILL* VÁRZEA DO MACACO E DA  
MINERALIZAÇÃO DE CROMO E COBRE-NÍQUEL, COMPLEXO MÁFICO-  
ULTRAMÁFICO JACURICI, BAHIA.**

Porto Alegre, dezembro de 2012

JOÃO RODRIGO VARGAS PILLA DIAS

CARACTERIZAÇÃO DO *SILL* VÁRZEA DO MACACO E DA MINERALIZAÇÃO DE CROMO E COBRE-NÍQUEL, COMPLEXO MÁFICO-ULTRAMÁFICO JACURICI, BAHIA.

Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Apresentado na forma de monografia, junto à disciplina Projeto Temático em Geologia III, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientadores:

Prof. Dra. Juliana Charão Marques

Prof. Dr. José Carlos Frantz

Porto Alegre, dezembro de 2012



Dias, João Rodrigo Vargas Pilla

Caracterização do *Sill* Várzea do Macaco e da mineralização de cromo e cobre-níquel, complexo máfico-ultramáfico Jacurici, Bahia. / João Rodrigo Vargas Pilla Dias - Porto Alegre : IGEO/UFRGS, 2012.

[98 f]. il.

Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia. - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2012.

Orientador: Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Juliana Charão Marques

Co-orientador: Prof.. Dr. José Carlos Frantz

1. Máfico-ultramáfico. 2. Química mineral. 3. Evolução magmática. 4. Cromitito. 5. Sulfeto Ni e Cu. I. Título.

---

Catálogo na Publicação

Biblioteca Geociências - UFRGS

Miriam Alves CRB 10/1947

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso “**CARACTERIZAÇÃO DO SILL VÁRZEA DO MACACO E DA MINERALIZAÇÃO DE CROMO E COBRE-NÍQUEL, COMPLEXO MÁFICO-ULTRAMÁFICO JACURICI, BAHIA.**”, elaborado por “JOÃO RODRIGO VARGAS PILLA DIAS”, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

**Comissão Examinadora:**

---

Antonio Pedro Vieiro

---

Gênova Maria Pulz

## **AGRADECIMENTO(S)**

Agradeço primeiramente aos meus pais, João Antônio e Clarisse Vargas, e aos meus irmãos e minha família pelo amor, paciência amizade e incentivo para fazer o que eu gosto e por me apoiarem em tudo que eu faço.

Agradeço em especial minha namorada Juliana por todo amor, parceria, companheirismo e compreensão com as mais diversas e adversas situações pelas quais já passamos e por me fazer uma pessoa muito feliz.

Aos meus orientadores Juliana e Frantz, pela formação e por todos os ensinamentos geológicos, correções, amizade e oportunidades proporcionadas.

Agradeço a todos os meus amigos, Jepeto, Alemão Marco, Zazá, Lucas Muca, Matheus, Adriano, Isa, Olavo, Bruno, Paulista, Pedro, Taco, e todos os outros que não cabem aqui ou que eu possa ter esquecido pela parceria, por tornar minha vida mais descontraída e por estarem aí.

Aos meus colegas de laboratório Ronei, pela parceria na terra do cromo e do bode, e Isadora pelo suporte dentro do LGI.

Aos professores do Instituto de Geociências pelo esforço em ensinar uma ciência tão complexa, intrigante e apaixonante quanto a Geologia.

Aos meus “Faixa VII” e aos “infiéis” da Faixa V pelos anos de convívio, parceria, cervejadas e por todas as risadas e aprendizados no mapeamento e nos TC’s.

Ao pessoal da Cia. De Ferro-Ligas da Bahia pelo apoio financeiro, logístico e técnico durante o estágio e trabalho de campo, em especial os geólogos Carlos, Chico, Walder, Adriano, Kleiton Enkel, Haroldo, a todo o pessoal do subsolo (Marco, Bahia, Hudson, Jaide, Viviane,...) pelo auxílio no estágio e na casa dos testemunhos, e a todas as amizades feitas em Andorinha, em especial ao Agnaldo.

Agradeço à professora Débora Araújo da UnB pela recepção em Brasília e disponibilidade em me ajudar na microsonda e ao Prof. Nilson Botelho por ter possibilitado as análises.

Ao CAEG, todos que fazem o centro acadêmico acontecer e todos que lá confraternizam, pelo espaço, amizades, risadas, Horas Felizes,

aprendizados geológicos, chimarrões, hospitalidade e por me fazer me sentir em casa.

Agradeço aos professores Pedro Vieiro e Gênova por se disponibilizarem a participar da minha banca e avaliar este trabalho.

Aos que eu esqueci e que merecem.

Agradeço à SEG pelas oportunidades oferecidas.

Agradeço ao CNPq pelos 5 anos de bolsa, por apoiar nossos projetos e por acreditar que com a pesquisa e com ensino se faz um país melhor.

Enfim, agradeço a UFRGS, toda a sua infra-estrutura e todos os seus funcionários por possibilitar um ensino superior de qualidade ímpar gratuito.

*“Eu preferiria ser um fracasso em algo que amo  
do que um sucesso em algo que odeio.”*

*George Burns*





## **RESUMO**

O Complexo Máfico-ultramáfico Jacurici, localizado na porção NE do Cráton São Francisco, é formado por vários corpos estratificados e hospeda o maior depósito de cromita do país, em uma espessa camada de cromitito maciço de até 8m, atualmente explorado pela Companhia de Mineração Vale do Jacurici S/A. O *sill* Várzea do Macaco ocorre na porção norte do Complexo e contém além de mineralização de cromo, mineralização sulfetada de Ni-Cu. Este estudo visa descrever o *sill* Várzea do Macaco a fim de comparar com corpos localizados mais ao sul, Ipueira e Medrado, onde uma evolução petrológica já foi estabelecida anteriormente por Marques *et al.* (2003). Estes corpos estão separados espacialmente e podem representar uma única intrusão posteriormente desmembrada tectonicamente. Para o atendimento dos objetivos foram realizados trabalhos de campo, descrições de testemunhos de sondagem, descrições petrográficas através de microscopia ótica e microscopia eletrônica de varredura e análises de química mineral em olivina e piroxênios, utilizando microssonda eletrônica. Os resultados das descrições de testemunhos e petrografia mostram que o *sill* pode ser dividido em duas zonas principais, uma Zona Ultramáfica (subdividida em Unidade Ultramáfica Inferior, Camada de Cromitito Principal e Unidade Ultramáfica Superior) e uma Zona Máfica. A estratigrafia do corpo está invertida e pode representar a continuidade do corpo em profundidade na forma de outro flanco de uma dobra. A análise da variação críptica da razão de Mg em cristais de olivina e piroxênios por química mineral indicam que o sistema magmático se manteve aberto possivelmente por um intervalo de tempo maior que em Ipueira-Medrado, ou que a formação do cromitito ocorreu em momento diferente da evolução magmática. A mineralização sulfetada de Ni-Cu (pirrotita ± pentlandita ± calcopirita) ocorre de duas formas principais: primária magmática ou como lentes de sulfetos remobilizados, neste caso com sutil incremento no conteúdo de calcopirita. Foram observados intercrescimentos entre sulfetos e cromita, o que juntamente com dados de teor de Ni em silicatos, apontam para uma possível cristalização concomitante do minério sulfetado com a cromita, corroborando a hipótese de que contaminação crustal é um fator

importante neste sistema. Esta contaminação teria ocorrido próximo ao momento da cristalização do cromitito, como já sugerido para Ipueira-Medrado. As semelhanças entre Ipueira-Medrado e Várzea do Macaco são determinantes para definir ambos como parte de um mesmo sistema intrusivo, mas ainda não plenamente conclusivas de tratar-se de um único corpo rompido tectonicamente. As diferenças petrogenéticas (presença abundante de clinopiroxênio ao longo de toda estratigrafia) e no estilo de mineralização (sulfetação) poderiam estar vinculadas a diferenças genéticas (outro corpo) e/ou a presença de encaixantes/contaminantes crustais diferentes na parte norte do Complexo Jacurici.

**Palavras-Chave:** Máfica-ultramáfica. Química Mineral. Evolução Magmática. Cromitito. Sulfeto Ni e Cu.

## **ABSTRACT**

The Jacurici Complex, located in the NE of the São Francisco Craton, is constituted by several N-S bodies and hosts the largest Brazilian chromite deposit in a very thick chromitite layer (up to 8 m), mined by Vale do Jacurici S/A Mining. This study aims to describe the Várzea do Macaco body and its mineralization in order to compare to the southern bodies (Ipueira-Medrado) where a petrological evolution was previously established for the complex (Marques et al. 2003). These bodies possibly represent fragments of a single larger intrusion disrupted during deformation. In order to achieve the objectives field work, description of drill core samples, petrographic analysis, electronic microscopy, mineral chemistry analysis of pyroxenes and olivine crystals using an electronic microprobe were performed. The results of the petrography and drill core samples descriptions led to the division of the sill in two main zones: an Ultramafic Zone (subdivided in Lower Ultramafic Unit, Main Chromitite Layer and Upper Ultramafic Unit) and a Mafic Zone. The sill is stratigraphically inverted; it can represent the body's extension in depth as another limb of a fold. Microprobe analysis of cryptic variation in the Mg ratio of olivine and pyroxenes crystals point that the magmatic system remained open for a longer time than Ipueira-Medrado, or even that the chromitite layer was formed in another moment during the magmatic evolution. The Ni-Cu sulfide ore occurs as primary interstitial magmatic (pyrrhotite  $\pm$  pentlandite  $\pm$  chalcopyrite) or as remobilized sulfide lenses and veinlets associated with carbonate/phlogopite zones, situation in which the abundance of chalcopyrite is slightly higher. Intergrowths between sulphide and chromite, together with Ni content in silicates data, suggest a possible concomitant crystallization of sulfide ore and chromite, corroborating the hypothesis that crustal contamination is an important factor in this system. Such contamination may have occurred in the same moment of the chromitite layer crystallization, as already suggested for Ipueira-Medrado. The similarities between Ipueira-Medrado and Várzea do Macaco are crucial to define both as part of the same intrusive system, though still does not allow to fully conclude that it was a single body tectonically disrupted. The petrogenetic differences (abundant clinopyroxene throughout stratigraphy) and the type of mineralization

(sulfidation) may be due to genetic differences (another body) and/or the presence of different host rocks/crustal contaminants in the northern part of the Jacurici Complex

**Key words:** Mafic-ultramafic. Mineral Chemistry. Magmatic Evolution. Chromitite. Ni and Cu Sulfide.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Mapa de localização da área de estudo.....	3
Figura 2: Diagrama de Classificação de rochas ígneas .....	8
Figura 3: Classificação das rochas ultramáficas .....	9
Figura 4: Mapa geológico .....	12
Figura 5: Seção geológica oeste-leste de Noril'sk.....	13
Figura 6: Diagrama da coluna de um microscópio eletrônico.....	19
Figura 7: O efeito de borda em uma imagem de elétrons secundários	20
Figura 8: Range dos elétrons .....	21
Figura 9: Espalhamento elástico .....	21
Figura 10: Relação entre backscattering coefficient ( $\eta$ ) e o número atômico ( $Z$ ).....	22
Figura 11: Simulação da trajetória dos elétrons .....	23
Figura 12: Emissão de elétrons secundários.....	23
Figura 13: Espectro de raios-X plotado contra a energia dos fótons emitidos. ....	24
Figura 14: Reflexão de Bragg.....	25
Figura 15: Valores $2d$ de cristais usados em detectores WD .....	26
Figura 16: Geometria do círculo Rowland .....	27
Figura 17: Mapa com as maiores unidades estruturais e os limites do Cráton do São Francisco. ....	29
Figura 18: Detalhe dos blocos arqueanos após a colisão paleoproterozóica. ....	31
Figura 19: Perfis geotectônicos E-W no NNE do estado da Bahia .....	33
Figura 20: Localização da área de estudo.....	34
Figura 21: Seção esquemática generalizada do Sill Ipueira-Medrado. ....	35
Figura 22: Mapa geológico simplificado do Sill Várzea do Macaco. ....	37
Figura 23: Coluna estratigráfica do Sill Várzea do Macaco .....	47
Figura 24: Foto do testemunho VM1 – 97-80 .....	48
Figura 25: Feições petrográficas do dunito .....	50
Figura 26: Feições petrográficas do lherzolito.....	53
Figura 27: Feições petrográficas do lherzolito.....	54
Figura 28: Feições petrográficas do piroxenito.....	57

Figura 29: Feições petrográficas do piroxenito.....	58
Figura 30: Feições petrográficas do piroxenito.....	59
Figura 31: Feições petrográficas do gabro.....	61
Figura 32: Inclusão de pentlandita e cromita em pirrotita.....	62
Figura 33: Cromita com fraturas preenchidas por magnetita.....	63
Figura 34: Bastonetes de magnetita associados a pequenos veios de carbonato.....	64
Figura 35: Diferenças composicionais em um cristal de pentlandita... ..	65
Figura 37: Composições típicas dos sulfetos presentes.....	66
Figura 36: Veio com galena (pt 1) em cristal de pentlandita.....	66
Figura 38: Variação composicional da olivina .....	68
Figura 39: Variação composicional do ortopiroxênio .....	69
Figura 40: Variação composicional do clinopiroxênio.....	70
Figura 41: Interpretação das sondagens recentes .....	73

### **LISTA DE QUADROS**

Quadro 1: Características dos principais depósitos de cromita.....	11
Quadro 2: Amostras coletadas referentes ao testemunho estudado mostrando os intervalos que foram selecionados para confecção de lâminas petrográficas, para análises no MEV e para Microsonda Eletrônica.....	41

## SUMÁRIO

### **CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO**

1.1	APRESENTAÇÃO E JUSTIFICATIVA .....	2
1.2	LOCALIZAÇÃO .....	3
1.3	OBJETIVOS .....	4

### **CAPÍTULO 2 - REVISÃO CONCEITUAL**

2.1	INTRODUÇÃO .....	6
2.2	ROCHAS MÁFICA-ULTRAMÁFICAS E MAGMATISMO BÁSICO .....	7
2.3	INTRUSÕES MÁFICA-ULTRAMÁFICAS E MINERALIZAÇÕES ASSOCIADAS.....	9
2.4	CROMITA E AS INTRUSÕES ESTRATIFORMES .....	10
2.5	DEPÓSITOS DE NÍQUEL-COBRE .....	12
2.6	VARIAÇÃO COMPOSICIONAL DA OLIVINA EM COMPLEXOS ESTRATIFORMES .....	15
2.7	VARIAÇÃO COMPOSICIONAL DO ORTOPIROXÊNIO EM COMPLEXOS ESTRATIFORMES.....	16
2.8	VARIAÇÃO COMPOSICIONAL DO CLINOPIROXÊNIO EM COMPLEXOS ESTRATIFORMES.....	17
2.9	MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA.....	18
2.10	MICROSSONDA ELETRÔNICA .....	25

### **CAPÍTULO 3 - CONTEXTO GEOLÓGICO**

3.1	GEOLOGIA REGIONAL.....	29
3.2	GEOLOGIA LOCAL.....	33

### **CAPÍTULO 4 - METODOLOGIA**

4.1	INTRODUÇÃO .....	39
4.2	COMPILAÇÃO DE DADOS.....	39
4.3	TRABALHO DE CAMPO .....	39
4.4	ETAPAS DE LABORATÓRIO .....	40
4.4.1.	DESCRIÇÃO DE AMOSTRAS .....	40
4.4.2.	PETROGRAFIA.....	41



4.4.3. MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA.....	42
4.4.4. QUÍMICA MINERAL.....	43

## **CAPÍTULO 5 - RESULTADOS**

5.1 INTRODUÇÃO .....	45
5.2 PETROGRAFIA DO SILL VÁRZEA DO MACACO.....	45
5.2.1. DUNITO.....	49
5.2.2. LHERZOLITO.....	51
5.2.3. PIROXENITO.....	55
5.2.5. CROMITITO.....	59
5.2.6. GABRO.....	59
5.3 MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA.....	62
5.4 QUÍMICA MINERAL.....	67

## **CAPÍTULO 6 - DISCUSSÕES E CONCLUSÕES**

6.1 DISCUSSÕES.....	72
6.1.1. GEOLOGIA DO SILL VÁRZEA DO MACACO.....	72
6.1.2. PETROLOGIA DO SILL VÁRZEA DO MACACO.....	72
6.1.3. MINERALIZAÇÃO DO SILL VÁRZEA DO MACACO.....	74
6.2 CONCLUSÕES.....	75

REFERÊNCIAS.....	82
ANEXOS.....	85

# ***CAPÍTULO 1 - Introdução***

---

1.1 APRESENTAÇÃO E JUSTIFICATIVA

1.2 LOCALIZAÇÃO

1.3 OBJETIVOS

## **1.1 APRESENTAÇÃO E JUSTIFICATIVA**

A presente monografia foi desenvolvida no Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, sob a orientação dos Profs. Juliana Charão Marques e José Carlos Frantz, tendo como alvo de estudo o Sill Várzea do Macaco pertencente ao Complexo Máfico-Ultramáfico Jacurici no Estado da Bahia.

Este Complexo está localizado na porção nordeste do Cráton do São Francisco e hospeda o principal depósito de cromita do Brasil, atualmente explorado pela Mineração Vale do Jacurici S/A da FERBASA – Companhia Ferro Ligas da Bahia. É constituído por diversos corpos intrusivos estratificados, sendo vários mineralizados a cromo. É pouco conhecido e só é melhor estudado na região central por Marques (2001), Marques & Ferreira Filho (2003) e Marques *et al.* (2003). Posteriormente, Marques *et al.* (2005a, b) identificaram, além da mineralização de cromo, uma mineralização de Ni-Cu na porção norte do Complexo, hospedada no Sill Várzea do Macaco, objeto de estudo do presente trabalho. Em função dos trabalhos supracitados, os corpos são entendidos como pertencentes a um mesmo sill estratificado, posteriormente desmembrado tectonicamente, embora ainda haja necessidade de melhor documentação.

A relevância deste projeto de pesquisa reside no fato que o Sill Várzea do Macaco apresenta uma potencialidade importante para hospedar um depósito de Ni-Cu, mas ainda não foi adequadamente estudado. Um trabalho de caracterização sistemática do sill e da mineralização é fundamental para o entendimento das relações petrogenéticas, metalogenéticas e para a correlação com corpos similares adjacentes. Este estudo é essencial para o entendimento da metalogênese e para futuros detalhamentos acadêmicos de maior complexidade, como execução de análises isotópicas. Assim, este projeto irá contribuir para o entendimento da evolução magmática e das mineralizações do Sill Várzea do Macaco, com importantes conseqüências do ponto de vista prospectivo para a região.

Este trabalho foi realizado em 3 etapas dentro das disciplinas do Projeto Temático. No Projeto Temático I foi elaborado o projeto de pesquisa

## CAPÍTULO 1 – Introdução

com objetivos, métodos utilizados na investigação e estado da arte. No Projeto Temático II foi desenvolvida a metodologia. Finalmente, no Projeto Temático III foi abordada a integração dos dados, apresentação dos resultados e conclusões.

### 1.2 LOCALIZAÇÃO

O *Sill* Várzea do Macaco está localizado a aproximadamente 35 km ao norte do município de Andorinha.

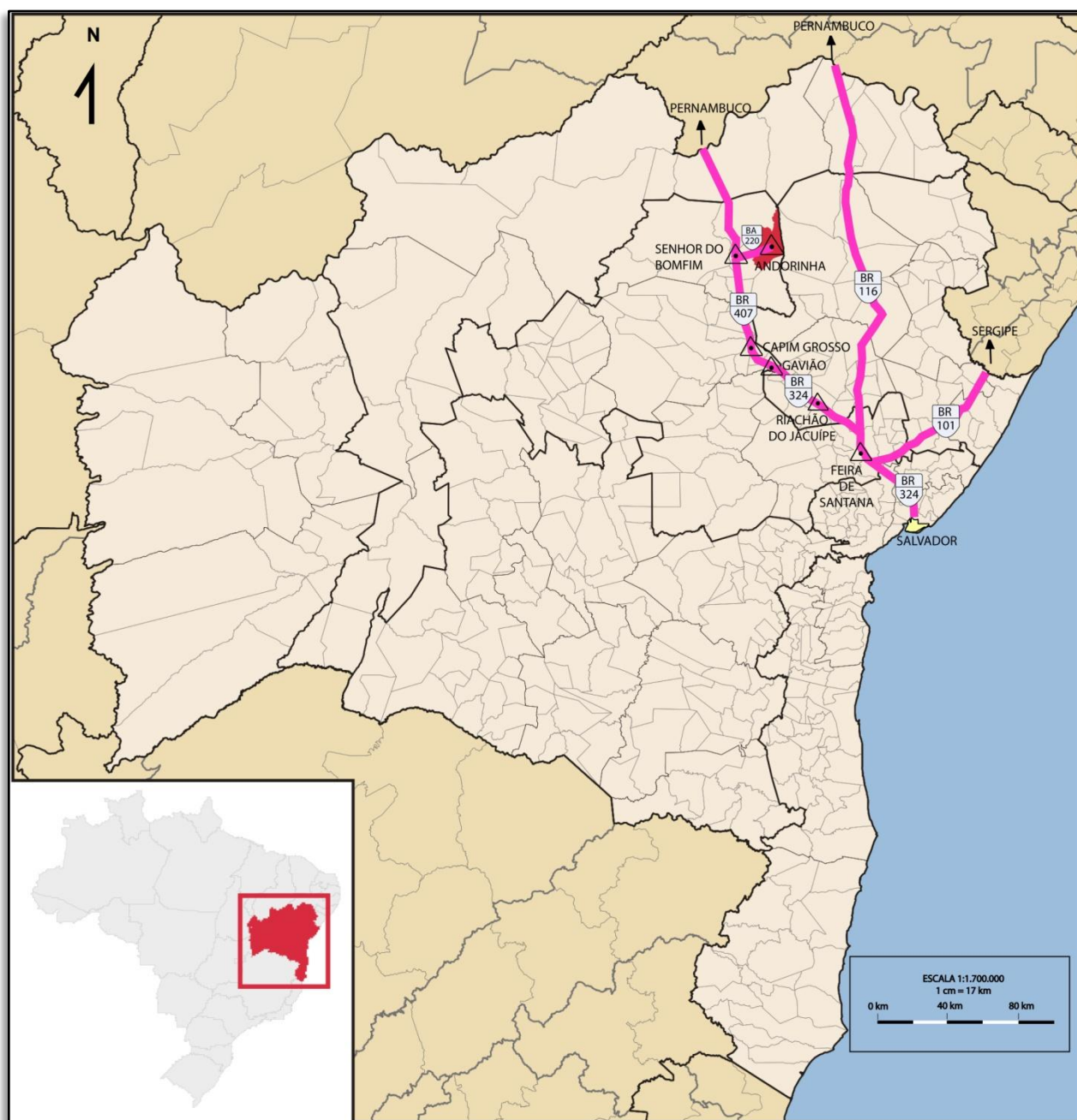


Figura 1: Mapa de localização da área de estudo.

## CAPÍTULO 1 – Introdução

---

A cidade de Andorinha situa-se na porção centro-norte do Estado da Bahia, a 427 km de Salvador (Figura 1). O acesso, partindo de Salvador, pode ser feito pela BR-324 sentido Feira de Santana, depois passando por Tanquinho, Riachão do Jacuípe, Gavião e Capim Grosso. Segue-se pela BR-407 até Senhor do Bonfim com acesso pela rodovia BA- 220, percorrendo 44 km até a localidade.

### **1.3 OBJETIVOS**

Este estudo tem como objetivo principal caracterizar de forma detalhada uma seção-tipo do *Sill* Várzea do Macaco, as paragêneses e formas de ocorrência da hospedeira, do minério de Cr e do minério sulfetado de Ni-Cu. Objetiva-se comparar a evolução magmática deste corpo com o *Sill* Ipueira-Medrado localizado ao sul e testar a hipótese de uma possível correlação entre ambos. Ainda, evoluir no conhecimento sobre a metalogênese, particularmente do minério sulfetado.

## ***CAPÍTULO 2 - Revisão Conceitual***

---

2.1 INTRODUÇÃO

2.2 ROCHAS MÁFICA-ULTRAMÁFICAS E MAGMATISMO BÁSICO

2.3 INTRUSÕES MÁFICA-ULTRAMÁFICAS E MINERALIZAÇÕES ASSOCIADAS

2.4 CROMITA E AS INTRUSÕES ESTRATIFORMES

2.5 DEPÓSITOS DE NÍQUEL-COBRE

2.6 VARIAÇÃO COMPOSICIONAL DA OLIVINA EM COMPLEXOS ESTRATIFORMES

2.7 VARIAÇÃO COMPOSICIONAL DO ORTOPIROXÊNIO EM COMPLEXOS ESTRATIFORMES

2.8 VARIAÇÃO COMPOSICIONAL DO CLINOPIROXÊNIO EM COMPLEXOS ESTRATIFORMES

2.9 MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA

2.10 MICROSSONDA ELETRÔNICA

## 2.1 INTRODUÇÃO

A caracterização de mineralizações em rochas máfica-ultramáficas é fundamental, pois fornece informações sobre a gênese e distribuição espacial do minério dentro da hospedeira. Para Naldrett *et al.* (1996), o estudo dos diferentes tipos de texturas e fases minerais do minério e da hospedeira conduzem a um modelo metalogenético que explique as composições químicas analisadas nessas rochas.

Intrusões máfica-ultramáficas acamadadas consistem em corpos ígneos estratificados que ocorreram comumente no Arqueano e Proterozóico (Ballhaus & Glikson 1995). São encontradas tipicamente no interior de crátons com regime tectônico extensivo, onde altas taxas de fusão do manto puderam gerar magmas ultramáficos, com alto teor de MgO, e magmas máficos. Normalmente essas rochas exibem evidências de cristalização fracionada e segregação mineral e apresentam uma estratigrafia bem definida, composta de peridotitos, piroxenitos associados com camadas de cromitito, noritos, gabros, e anortositos no topo (Blatt, 1996). Complexos máfico-ultramáficos acamadados consistem das principais hospedeiras de depósitos de Cr e Ni-Cu e Elementos do Grupo da Platina - EGP (Eckstrand & Hulbert 2007).

Muitas das intrusões de rochas máfica-ultramáficas ocorrem na forma de *sills*, que são corpos tabulares alocados paralelamente à estrutura das rochas encaixantes. Normalmente são pouco espessos em relação a sua extensão areal e geralmente constituídos por magmas pouco viscosos. As mineralizações do Complexo Jacurici (Cr e Ni-Cu) estão hospedadas em *sills* máficos-ultramáficos.

A interpretação da evolução química de intrusões máfica-ultramáficas cumuláticas estratificadas tenta entender as assinaturas geoquímicas e os *trends* composicionais das principais fases envolvidas ao longo da estratigrafia e estimar a composição do líquido a partir do qual as rochas foram formadas. Isto depende de 3 fatores principais que são: a cristalização fracionada, mistura de magmas ou contaminação que alteram a composição do líquido magmático original; reações com o líquido intercúmulus que muda

a composição dos minerais; e redistribuição de elementos entre as fases por reequilíbrios *sub-solidus*. Nesse sentido, o estudo da variação críptica em olivina, piroxênio, plagioclásio, espinélio, entre outros vem sendo largamente utilizado para monitorar variações na composição do meio a partir do qual os minerais se formaram e para construir modelos petrogenéticos. Deve-se, porém, tomar cuidado com os dois últimos fatores citados acima que podem levar a interpretações errôneas. Uma forma de evitar este efeito consiste em utilizar amostras com composição modal similar.

## **2.2 ROCHAS MÁFICA-ULTRAMÁFICAS E MAGMATISMO BÁSICO**

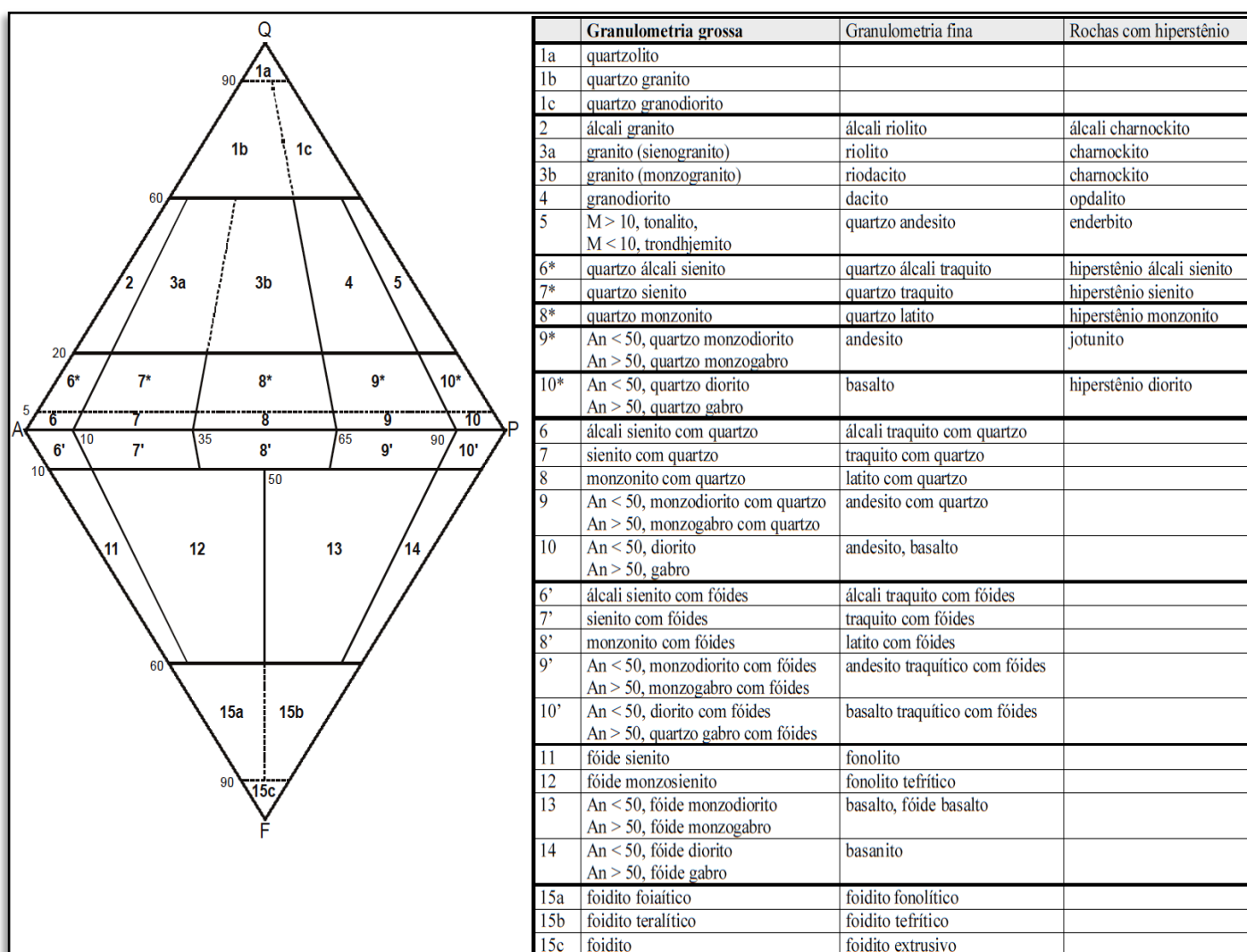
As rochas máficas são constituídas essencialmente por olivina, clino ou ortopiroxênio, hornblenda e plagioclásio com proporção modal inferior a 90% de minerais máficos. Sua classificação é feita segundo as proporções de minerais félsicos. A Figura 2 mostra o diagrama de classificação dessas rochas segundo Streckeinsen (1976).

As rochas ultramáficas são constituídas por olivina, clino ou ortopiroxênio e hornblenda, cuja composição modal de minerais máficos supera 90%. A Figura 3 mostra os diagramas de classificação das rochas ultramáficas (Streckeinsen, 1976).

Magmas primários se formam por fusão parcial do manto superior e suas composições podem ser modificadas por diversos processos, tais como diferenciação magmática, cristalização fracionada, contaminação crustal, mistura de magmas, imiscibilidade de líquidos e perda de voláteis (Wilson 1989). Ainda, segundo este autor, a fusão parcial pode ser gerada pela adição de voláteis ao manto, por geração de anomalias térmicas ou ainda por decompressão adiabática do manto. A decompressão adiabática relacionada as zonas de afinamento da crosta é a responsável pela geração do maior volume de magmas na superfície do planeta. Este processo é o responsável pelo magmatismo em dorsais meso-oceânicas, em regiões de retro-arco e pelo vulcanismo intraplaca. Porém, em zonas de subducção,



## CAPÍTULO 2 – REVISÃO CONCEITUAL



**Figura 2:** Diagrama de Classificação de rochas ígneas (modificado de Streckeisen, 1976). As rochas máficas estão próximas ao vértice P e são subsaturadas em sílica. (Q = Quartzo, A = Feldspato alcalino, P = plagioclásio, F = Feldspatóide).

onde predomina espessamento crustal, os magmas são gerados pela adição de voláteis provenientes da placa subductada.

Os magmas primários abrangem uma variedade de afinidades geoquímicas (como toleítica, cálcio-alcálica e alcalina) (Wilson, 1989). Estes magmas primitivos apresentam alto conteúdo de MgO. Em geral os magmas em equilíbrio com o manto superior apresentam uma mineralogia típica sendo olivina + ortopiroxênio + clinopiroxênio ± granada ± espinélio, com altos teores de níquel (> 500 ppm), cromo (> 1000 ppm) e conteúdo de SiO<sub>2</sub> menor que 50%.



## CAPÍTULO 2 – REVISÃO CONCEITUAL

---

Os depósitos de Ni-Cu geralmente dependem de assimilação de enxofre pelo magma e saturação deste elemento, produzindo um líquido sulfetado imiscível. Como o Ni, o Cu, e também os EGP são elementos calcófilos, eles associam-se preferencialmente com o líquido sulfetado em detrimento ao líquido silicático, produzindo concentrações destes metais e as assembléias minerais mais comuns encontradas nesses depósitos, como pirrotita (po), pentlandita (pn) e calcopirita (ccp) (Eckstrand & Hulbert 2007).

Já a formação de cromitas em complexos acamadados geralmente é explicada utilizando-se a relação entre olivina-ortopiroxênio-cromita, no sistema quartzo-olivina-cromita (Irvine 1975, 1977), sendo que o cotético entre olivina e cromita regula o caminho de cristalização de magmas primitivos. Os processos que controlam o campo de estabilidade de um sistema cristalizando olivina-cromita para um sistema cristalizando somente cromita e formando camadas de cromitito ainda são debatidos. Todavia, alguns fatores são considerados relevantes, tais como adição de SiO<sub>2</sub> e álcalis, aumento na pressão e ainda a mistura de dois magmas com temperaturas e  $fO_2$  contrastantes (Campbell & Murck 1993; Lipin 1993). No caso do Sill Ipueira-Medrado, a cristalização de cromita é atribuída, ao menos em parte, a uma possível contaminação crustal (Marques 2001, Marques *et al.* 2003).

### **2.4 CROMITA E AS INTRUSÕES ESTRATIFORMES**

As intrusões de magmas máfico-ultramáficos que hospedam mineralizações estratiformes de cromita são comuns aos terrenos intracratônicos do Pré-Cambriano com idades superiores a 2.0 Ga (Quadro 1) (Stowe, 1994). Os depósitos estratiformes de cromita, também conhecidos como do tipo Bushveld, juntamente com Stillwater nos Estados unidos e o Great Dyke no Zimbabwe são alguns exemplos. No Brasil existem os depósitos de Bacuri, no Amapá, e do Jacurici e Campo Formoso na Bahia.

O complexo Bushveld (Figura 4), localizado na África do Sul, é uma das principais feições geológicas do nosso planeta (Arndt *et al.*, 1997). É uma intrusão máfica-ultramáfica com mais de 300 km de comprimento, 200-

## CAPÍTULO 2 – REVISÃO CONCEITUAL

300 km de largura e 13 km de espessura. Intrusões de diversos pulsos de magma formaram vários corpos individuais, que mostram continuidade lateral bem definida e horizontes bem delimitados. O *Merensky Reef* (Figura 4), um horizonte formado por um piroxenito pegmatoidal rico em sulfetos, é um dos maiores produtores de elementos do grupo da platina do mundo. A gênese dos sulfetos do *Merensky Reef* ainda é um assunto debatido na literatura. Contudo, Irvine (1977) propõe várias hipóteses para a formação da mineralização de cromita, tais como mistura de um magma diferenciado com um magma primitivo e contaminação crustal pelas encaixantes.

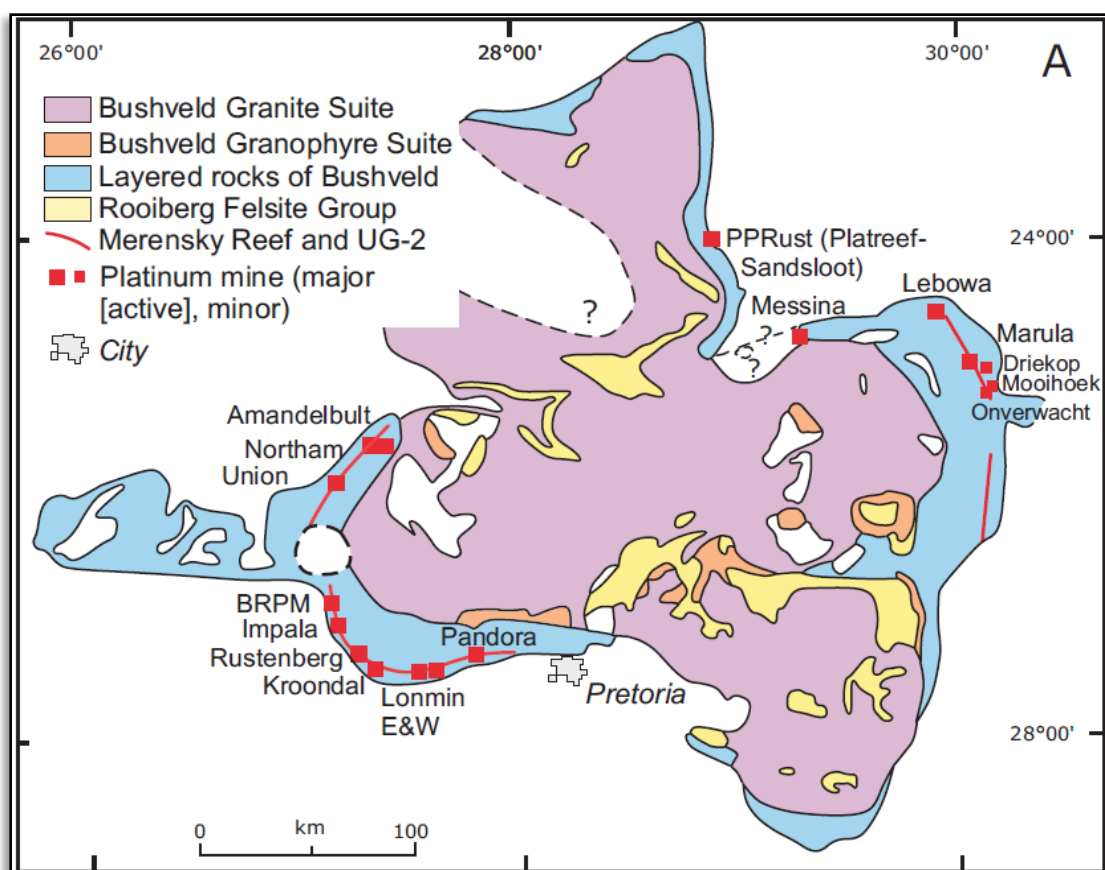
Deposit	Ore type and shape	Cr/Fe <sup>1</sup> (max)	Age <sup>2</sup> (Ma)	Tectonic setting and origin
New Caledonia	Podiform, massif	4.2	10	Mantle tectonites, island arc, retro-arc?
Cuba	Podiform	2.7	80	Mantle tectonites, Caribbean arc, arc-fore arc?
Zhob, Pakistan	Podiform	3.9	90	Ophiolite tectonites? Himalayan orogen
Acoje, Philippines	Podiform	3.3	80	Mainly tectonites, Philippine arc, arc-fore arc?
Troodos, Cyprus	Podiform	2.7	80	Ophiolite, tectonites + cumulates, ridge?
Semail, Oman	Podiform, massif	3.7	95	Mainly tectonites, Alpine orogen, ridge?
Faryab, Iran	Podiform	3.5	80	Ophiolite, Alpine orogen?
Orhaneli, Turkey	Podiform, massif	4.2	90	Cumulate + tectonites, Alpine orogen
Kalimash, Albania	Podiform	3.0	130	Cumulates + tectonites, Alpine orogen
Kempirsai, Urals	Podiform	3.9	420	Mainly cumulates, Uralian orogen, arc-retro-arc?
Thetford, Canada	Podiform	3.0	500	Cumulates + tectonites, Appalachian orogen, arc?
Skaergaard	Stratiform sheet	0.7	52	Rifted continental margin
Muskox, Canada	Stratiform dike	1.2	1160	Rifted shield
Campo Formoso, Brazil	Stratiform sill	2.2	2000?	Faulted shield margin, metamorphosed
Bushveld, Transvaal	Stratiform lobate	2.6	2050	Rifted shield or suprasubduction extension?
Kemi, Finland	Stratiform sheet	2.6	2430	Faulted and tilted shield margin
Great Dyke, Zimbabwe	Stratiform dike	3.2	2460	Rifted shield
Stillwater	Stratiform sheet	2.8	2740	Faulted and tilted shield
Bird River Sill, Canada	Deformed stratiform	1.5	2700?	Folded ultramafic-mafic faulted sill, greenstone belt
Mashaba, Zimbabwe	Deformed stratiform	3.9	2900	Folded and faulted ultramafic-mafic sill, protoshield
Shurugwi, Zimbabwe	Disrupted stratiform	4.4	3500	Thrust-folded ultramafic sill, greenstone belt
Akilia, Greenland	Disrupted stratiform	1.8	3600?	Folded and faulted high-grade gneiss terrane

**Quadro 1:** Características dos principais depósitos de cromita. (extraído de Stowe, 1994, p. 529).

Segundo Hulbert & Von Gruenewaldt (1985) as feições texturais relacionadas aos cromititos do Complexo Bushveld são: *adumulatos* de olivina com até 2m de espessura; cromitito maciço composto por 90% de cromita; cromitito disseminado composto por 50-60% de cromita, sendo os grãos 50 a 100 vezes menores que os encontrados nos cromititos maciços; cromitito disseminado com cromitas esféricas indicando duas gerações de formação de cromita; agregados com grãos grosseiros de cromita poligonal englobando cristais de olivina serpentizada; *cumulados* de cromita com

## CAPÍTULO 2 – REVISÃO CONCEITUAL

textura em rede ocorrendo junto aos cristais de olivina; cromita com textura em rede formada por agregados poligonais ao redor de olivina serpentinizada cumulática; esferas de plagioclásio em grãos de cromita e bandas de cromititos com matriz rica em silicatos consistindo de grandes cristais de cromita poligonal.



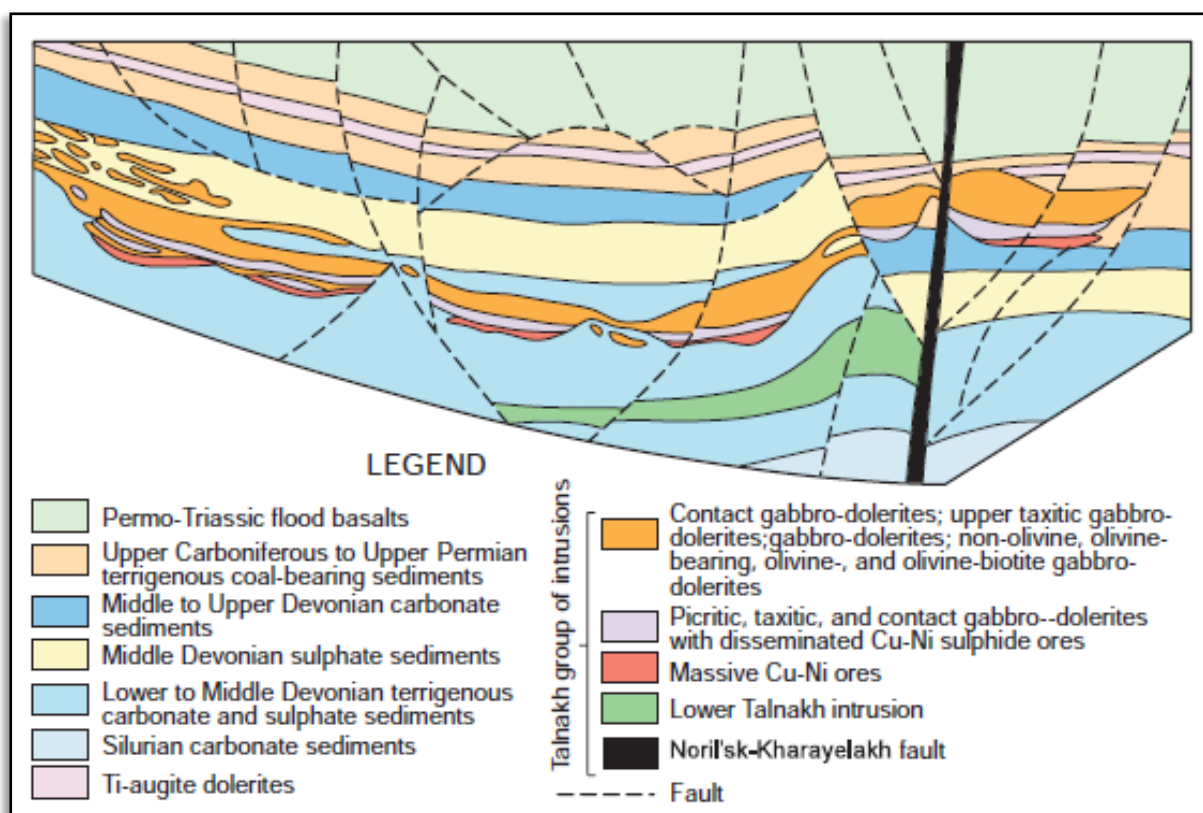
**Figura 4:** Mapa geológico do Complexo Bushveld. A linha vermelha representa o traço do Merensky Reef e os quadrados vermelhos as minas de platina. (retirado de Eckstrand & Hulbert, 2007).

No complexo de Stillwater, no estado de Montana, Estados Unidos, ocorrem camadas cíclicas de cromita nas unidades ultramáficas (Liping, 1993). As camadas de cromita ocorrem juntamente com cumulos de olivina estratificados. Lipin (1993) sugere que isso seja resultado de repetidos pulsos magmáticos.

## 2.5 DEPÓSITOS DE NÍQUEL-COBRE

## CAPÍTULO 2 – REVISÃO CONCEITUAL

Um dos maiores depósitos de níquel do mundo ocorre em uma intrusão cratônica, na região de Noril'sk, Rússia (Naldrett, 1992) (Figura 5). A região está localizada na plataforma Siberiana que, no final do Permiano e durante todo o Triássico, sofreu um processo de extensão crustal e posterior rifteamento devido à ação de um *hot-spot*. Este processo gerou intenso magmatismo e intrusões máfica-ultramáficas ao longo de zonas de falhas que anteriormente serviam como alimentadoras de vulcanismo. Os depósitos de sulfetos de Ni-Cu e EGPs estão associados a essas intrusões e à falha de Noril'sk-Kharayelakh (Naldrett, 1992). Deformações posteriores, como o soerguimento da anticlinal Kayerkan-Pyasino, foram responsáveis pela exposição na superfície das intrusões.



**Figura 5:** Seção geológica oeste-leste de Noril'sk (extraído de Eckstrand & Hulbert, 2007).

Segundo Naldrett *et al* (1996), Noril'sk tem uma forma alongada, com 15 km de comprimento por 1-2,5 km de largura e 50-320 m de espessura, intrudido em basaltos e sedimentos da série Tungusskaya. Três tipos distintos de mineralização de sulfetos de Ni-Cu-EGP ocorrem em

## CAPÍTULO 2 – REVISÃO CONCEITUAL

associações específicas com os *sills* mineralizados (Eckstrand & Hulbert, 2007):

1. Lentes de sulfetos maciços ocorrem na base dos *sills*, em alguns casos estando salientes para baixo na rocha encaixante (Figura 5). Um desses corpos de minério atinge a espessura de 50 m com extensão lateral de centenas de metros. Alguns dos maiores corpos de minério apresentam uma considerável zonação, com assembléias dominadas por pirrotita, pentlandita e calcopirita nas porções mais externas e basais, evoluindo para zonas mais ricas em cobre até a predominância sulfetos de cobre (calcopirita, cubanita, mooihoekita) juntamente com pentlandita nas partes centrais e de topo. Esta última pode ter até 50-60 ppm de Pt e 60-200 ppm de Pd. Para os autores a zonação é resultado do fracionamento *in situ*. O mecanismo de separação e acumulação basal precoce de sulfetos de ferro deixa um líquido supernatante rico em Cu-EGP para cristalizar por último.

2. Brechas de sulfetos de Cu ocupam a parte superior dos contatos do *sill* com as rochas sobrepostas. As brechas compreendem tanto a rocha intrusiva como a encaixante em uma matriz de sulfetos maciços com disseminações de sulfetos associadas.

3. Sulfetos disseminados em gabros-doleritos picíticos formam camadas lenticulares a tabulares dentro dos *sills*. Os sulfetos geralmente formam esferas de calcopirita, pentlandita, e pirrotita centimétricas dispersas no gabro-dolerite hospedeiro.

Outro exemplo é o depósito de Ni-Cu-Co de Voisey's Bay, no Canadá. Ele compreende duas intrusões sobrepostas, constituindo a Suíte Plutônica Naim (1,35-1,29 Ga). As mineralizações ocorrem na forma de lentes hospedadas em troctolitos e olivina-gabros. Os olivina-gabros do topo da intrusão estão empobrecidos em Ni, ao passo que os troctolitos situados no contato entre as duas intrusões possuem alto conteúdo de Ni (Naldrett, 1999). São sugeridos 2 estágios para a gênese do minério: o primeiro com o magma troctolítico reagindo com as rochas gnáissicas encaixantes e saturando o sistema em enxofre. O magma posicionou-se nas porções

superiores formando a câmara magmática de Eastern Deeps. Novos pulsos de um magma primitivo misturaram-se a líquidos residuais enriquecendo os sulfetos em Ni e Cu, originando a mineralização maciça na base das intrusões e a mineralização disseminada na parte superior.

## **2.6 VARIAÇÃO COMPOSICIONAL DA OLIVINA EM COMPLEXOS ESTRATIFORMES**

Irvine (1977) analisou Ni em olivina em amostras do Complexo de Muskox, no Canadá. As composições apresentam uma variação cíclica. Em cada um dos ciclos, os teores de Ni são altos na base evoluindo para teores mais baixos no topo. Camadas de cromitito ocupam posições definidas coincidindo com a mudança de um ciclo para outro. Esta variação permitiu que o autor gerasse dois modelos de formação, um relacionado a mistura de magmas e outro relacionado com a contaminação crustal.

Cameron (1978) apresenta resultados de análises em olivina da Zona Inferior do Complexo de Bushveld em sua porção leste. Os teores de Fo são praticamente constantes ao longo de toda a Zona Inferior, ambos em torno de 85% e com leve aumento para o topo. Para o autor, esta característica indica que o fator controlador da evolução desta zona não seria a temperatura e que, como não há evidências de contaminação com alteração na fugacidade de oxigênio, o fator envolvido seria a pressão total.

Cameron (1980) interpretou que a Zona Crítica Inferior do Complexo de Bushveld se formou como resultado de cristalização fracionada com uma importante reversão na evolução marcada pelo aumento de En no ortopiroxênio, culminando com o aparecimento de olivina. Reabsorção de olivina pelo magma, decréscimo lento de pressão e novo influxo de magma são algumas das idéias postuladas para explicar esta reversão.

Wilson (1982) observou que os elementos maiores na olivina do Complexo Hartley, pertencente ao *Great Dyke*, no Zimbábue, formam um trend com que diminui o teor de Fo para o topo da seqüência, com reversões menores marcando início de cada unidade. Essas variações juntamente com a de elementos menores (Ni, Al, Cr e Ca) indicam uma interação entre diferenciação, ambiente de cristalização e repetidas injeções de novos



líquidos. Os modelos indicaram um sistema aberto para a câmara magmática.

Hulbert & Von Gruenewaldt (1985) analisaram a olivina das zonas Inferior e Crítica Inferior no Complexo de Bushveld. O aumento na razão  $Mg/Mg+Fe^{+2}$  observado imediatamente abaixo de uma das principais camadas de cromitito foi interpretado como resultado de uma mudança na fugacidade de oxigênio e temperatura do magma.

## **2.7 VARIAÇÃO COMPOSICIONAL DO ORTOPIROXÊNIO EM COMPLEXOS ESTRATIFORMES**

No Complexo de Bushveld o ortopiroxênio apresenta um *trend* geral de variação de  $En_{90-84}$  a  $En_{31-45}$  (Naldrett, 1989). Na Zona Inferior do Complexo de Bushveld o ortopiroxênio apresenta repetidas variações de FeO, atribuídas à presença de unidades cíclicas (formadas por harzburgitos e ortopiroxenitos) (Atkins, 1969; Eagles *et. al.*, 1993). Na Zona Crítica, Naldrett (1986) e Cameron (1982) mostraram inúmeras variações na composição deste ( $\#Mg_{0,84}$  a  $\#Mg_{0,70}$ ), marcando as unidades cíclicas. Os grãos de ortopiroxênio coexistem com os cristais cúmulus de plagioclásio e augita a partir da Zona Crítica Superior até a porção intermediária da Zona Principal, onde apresentam termos com composição de até  $Mg_{70-65} Fe_{30-35}$ . A partir daí ocorre como pigeonita que grada para ferripigeonita, até cerca de 600 metros do topo da Zona Superior, quando cessa sua cristalização com uma composição de  $Mg_{29} Fe_{71}$ . Atkins (1969) constatou que durante o fracionamento, o ortopiroxênio apresentou uma marcante depleção de Cr, Ni, Al, e Na e um enriquecimento de Mn e V. Outros elementos tais como Co, Sr e Ba mostram concentrações praticamente constantes. Eagles *et. al.* (1993) observaram semelhante comportamento nos litotipos das zonas Inferior e Crítica. Na passagem das unidades ultramáficas para as máficas o  $Al^{+3}$  mostrou uma grande inflexão, controlada pela cristalização de plagioclásio.

Cawthorn *et. al.* (1991) observaram em um dos níveis piroxeníticos (*Pyroxenite Marker*) da Zona Principal do Complexo de Bushveld, uma inversão no conteúdo de En, Cr, Ti, Na e Al na composição do ortopiroxênio,

que atribuíram à adição de um magma menos diferenciado e com um volume comparável ao magma residente.

No Complexo de Niquelândia, Ferreira Filho (1995) observou no ortopiroxênio do gabronorito um progressivo enriquecimento de FeO a partir da Unidade Ultramáfica, onde alcança até  $En_{49}Fs_{51}$ . Observou também um aumento de MnO e um decréscimo de  $Al_2O_3$ . As diversas variações crípticas ao longo destas unidades foram consideradas como resultantes da presença de unidades cíclicas.

## **2.8 VARIAÇÃO COMPOSICIONAL DO CLINOPIROXÊNIO EM COMPLEXOS ESTRATIFORMES**

O Complexo de Bushveld (von Grunewaldt *et. al.*, 1985) apresenta como principais unidades estratigráficas: a) Zona Marginal, b) Zona Inferior, c) Zona Crítica (Superior e Inferior), d) Zona Principal e e) Zona Superior.

Neste complexo o clinopiroxênio e o plagioclásio ocorrem como cristais cúmulus coexistindo com o ortopiroxênio a partir da Zona Crítica Superior (onde se inicia o predomínio de rochas máficas. Atkins (1969) observou uma contínua variação da composição do clinopiroxênio, caracterizada pela cristalização de augita, ferroaugita e finalmente (no topo da Zona Superior) ferrohedenbergita, onde os *end members* variam de  $En_{47}:Fs_9:Wo_{44}$  até  $En_1:Fs_{57}:Wo_{42}$ . Na Zona Inferior, onde predominam rochas ultramáficas, este ocorre como cristais pós-cúmulus de endiopsídio com composição  $En_{50}:Fs_5:Wo_{42}$ . Atkins (1969) associou esta variação composicional a um contínuo processo de diferenciação magmática, embora tenham sido observadas inúmeras recomposições da molécula de En, indicando a entrada de repetidos pulsos de magma. O autor ainda descreveu que durante o fracionamento do clinopiroxênio do Complexo de Bushveld, este sofreu uma forte depleção de Cr e Ni associada principalmente à passagem da unidade ultramáfica para a unidade máfica. Estas variações foram acompanhadas pelo decréscimo de  $Al^{+3}$  e  $Na^+$ , ao contrário de  $Mn^{+2}$  e  $Fe^{+2}$  que mostraram enriquecimento simultâneo. O  $Co^{+2}$ ,  $Sr^{+2}$  e  $Ba^{+2}$  apresentaram concentrações aproximadamente uniformes.

## CAPÍTULO 2 – REVISÃO CONCEITUAL

---

No Complexo de Niquelândia, localizado no estado de Goiás, Ferreira Filho (1995) observou que o clinopiroxênio do gabronorito possui variação composicional predominantemente de diopsídio a augita, onde o termo mais fracionado apresenta *end member*  $En_{32}: Fs_{21}: Wo_{47}$ . O clinopiroxênio em algumas posições estratigráficas mostra-se enriquecido na molécula de En, que sugeriu a presença de intermitentes entradas de novos pulsos de magma.

A Intrusão de Skaergaard (Wager & Brown, 1968), na Groenlândia, foi subdividida em três principais unidades: a) Série Marginal de Borda, b) Série Acamadada e c) Série de Borda Superior, apresentando termos predominantemente máficos (olivina-gabro e gabronorito). Nesta intrusão o clinopiroxênio da Série Acamadada (Wager & Brown, 1968) e da Série Marginal de Borda (Hoover, 1989) mostra variações composicionais semelhantes. Predomina augita que varia de  $En_{47}: Fs_{12}: Wo_{41}$  a  $En_{09}: Fs_{50}: Wo_{41}$  e onde foi observado aumento de Al juntamente com o  $Fe^{+2}$ . Entretanto para as amostras da Série Marginal de Borda o clinopiroxênio possui termos mais ricos na molécula de enstatita.

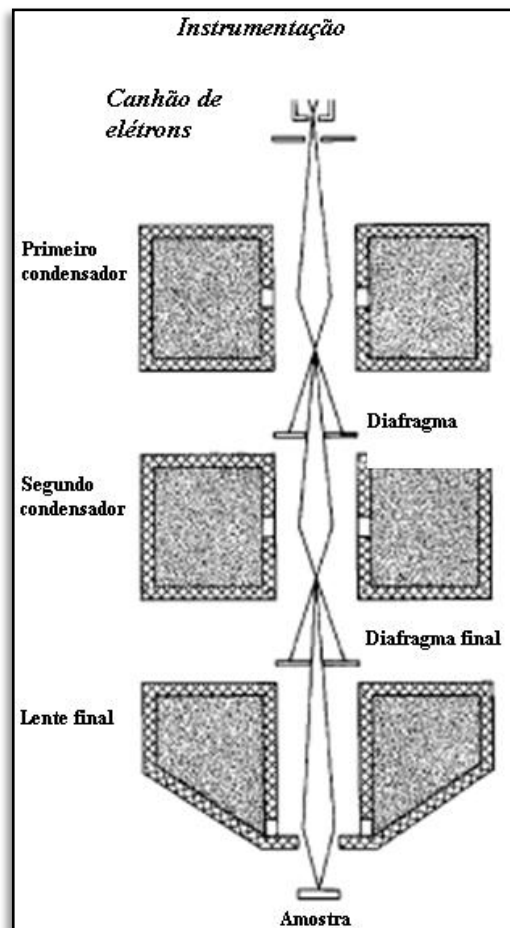
### **2.9 MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA**

A microscopia eletrônica é uma técnica desenvolvida primeiramente para imageamento ao invés de análises, mas que permite análises químicas de pequenas áreas de amostras sólidas por um feixe de elétrons concentrado, que produz raios-X característicos. A resolução espacial é da ordem de 10 a 100 nanômetros e a magnificação gira em torno de  $10^4 - 10^6$ . O equipamento consiste essencialmente de uma fonte de elétrons (comumente um filamento de tungstênio); lentes para focá-los em um feixe fino; instalações para varrer o feixe e formar uma imagem raster (mapa de bits); dispositivos para detectar os elétrons (e possivelmente outros sinais) emitidos pela amostra; um sistema de exibição de imagens; um sistema de vácuo e resfriamento (Figura 6). Imagens de elétrons secundários, que mostram características topográficas da amostra, são as mais usadas, porém, neste trabalho, o enfoque será nas imagens de elétrons retro espalhados (*backscattered – BSE*), que refletem variações composicionais.

## CAPÍTULO 2 – REVISÃO CONCEITUAL

Um espectrômetro de raios-X acoplado é um opcional extra que permite que o MEV seja usado para análises químicas, em geral semi-quantitativas, e para confeccionar mapas de elementos.

Na microscopia eletrônica, os elétrons são produzidos por um potencial negativo (comumente de 10 a 30 kV) no filamento, que se aquece até cerca de 2700 K, fornece energia térmica aos elétrons para superar a barreira potencial na superfície do filamento e permite que sejam acelerados em direção a amostra (com energias da ordem de 5-30 keV). O diâmetro efetivo do feixe produzido por um filamento de tungstênio convencional é cerca de 50  $\mu\text{m}$ . Lentes magnéticas de elétrons, que consistem em uma bobina de fio de cobre envolta por uma blindagem de ferro, produzem um campo



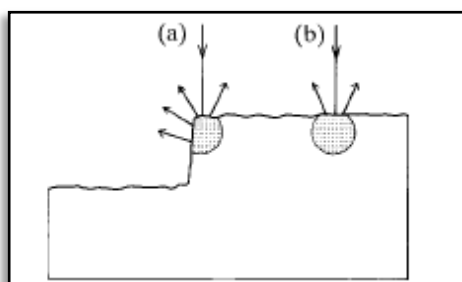
**Figura 6:** Diagrama esquemático da coluna de um microscópio eletrônico de três lentes. Diafragmas interceptam a parte não desejada do feixe. (Modificado de S. J. B. Reed, 2005.)

eletromagnético que condensa o feixe no eixo do equipamento em direção à

## CAPÍTULO 2 – REVISÃO CONCEITUAL

amostra (análoga às lentes convexas de vidro usadas pra focar a luz). Diafragmas eliminam a parte não desejada do feixe.

Quando os elétrons interferem em uma amostra sólida, são desacelerados principalmente por interações inelásticas com os elétrons mais externos dos átomos da amostra, enquanto que deflexões elásticas em suas trajetórias pelos núcleos dos átomos controlam sua distribuição espacial. O “espalhamento inelástico” remove elétrons da amostra, com perda de energia, depois são detectados por um cintilador, transformados em sinal elétrico por um fotomultiplicador e produzem as imagens de elétrons secundários (ou modo topográfico). Isto acontece porque é muito mais fácil arrancar um elétron da amostra com o feixe incidindo em baixo ângulo (por exemplo, em uma “parede”, Figura 7a), do que com o feixe incidindo na normal da amostra (ou seja, a 90°, Figura 7b). A taxa de perda de energia pelo feixe de elétrons depende da propriedade do material conhecida como “força de frenagem”, que é definida como  $-dE/d(\rho s)$ , onde  $\rho$



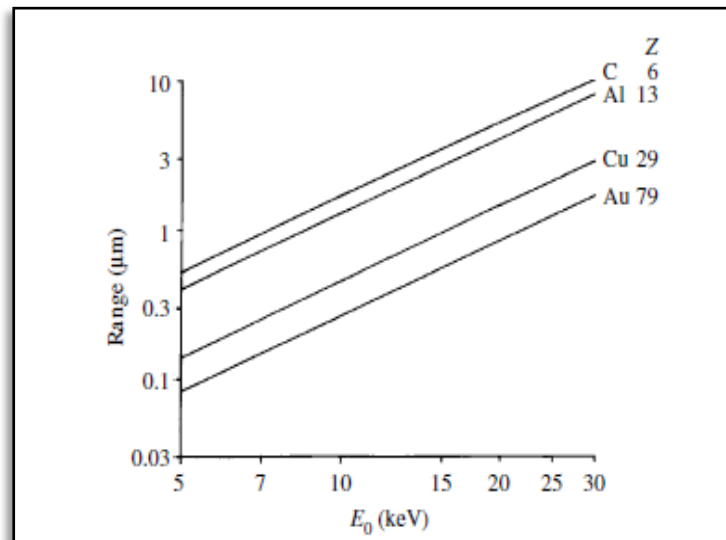
**Figura 7:** O efeito de borda em uma imagem de elétrons secundários: o sinal é reforçado quando o feixe incide em uma aresta (a) comparado com a superfície (b). (Cortesia de S. J. B. Reed, 2005.)

é a densidade do alvo e  $s$  é a distância percorrida pelo elétron. O comprimento do caminho percorrido é inversamente proporcional a densidade e o produto da distância viajada pela densidade (*mass penetration*) é aproximadamente constante para todos os elementos. Com isso se define o ‘*range*’, que é a distância em linha reta que o elétron percorre na amostra, do seu ponto de entrada até seu lugar de descanso final (na realidade as trajetórias dos elétrons seguem caminhos em *zig-zag* devido ao espalhamento elástico, detalhado a seguir). Uma boa aproximação desta distância pode ser expressa pela equação presente no

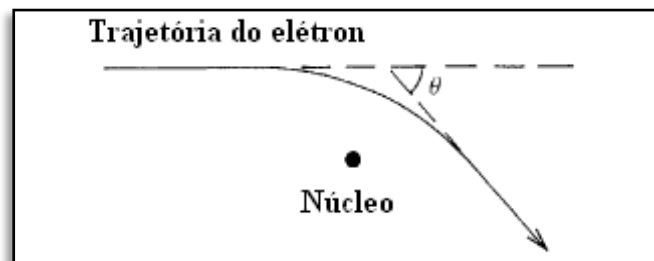
## CAPÍTULO 2 – REVISÃO CONCEITUAL

trabalho de Kanaya and Okayama, 1972, e os *ranges* de alguns elementos estão plotados no gráfico da Figura 8.

As interações elásticas com os núcleos atômicos da amostra envolvem grandes deflexões nas trajetórias dos elétrons incidentes, sem grandes



**Figura 8:** Range dos elétrons (definido pela linha reta entre o ponto de entrada do elétron na amostra e seu ponto de descanso final) em função da energia do feixe de elétrons incidente ( $E_0$ ), para elementos de diferentes números atômicos. (Gentileza: Kanaya and Okayama, 1972)

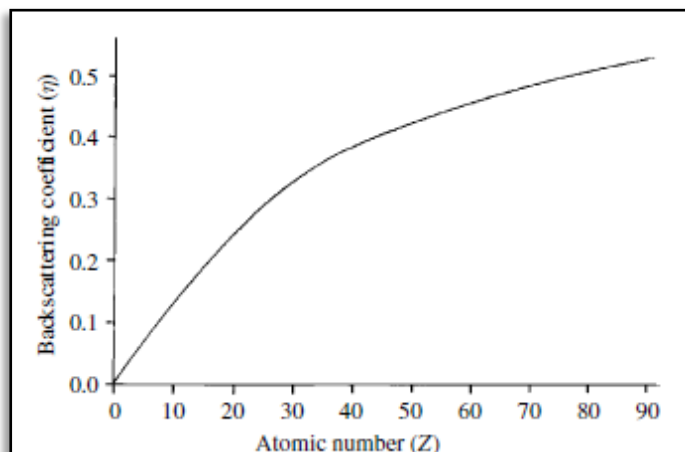


**Figura 9:** Espalhamento elástico: um elétron incidente sofre deflexão (sem perda significativa de energia) em sua trajetória ao passar perto de um núcleo atômico carregado positivamente. (Modificado de S. J. B. Reed, 2005.)

perdas de energia, devido à grande massa do núcleo comparada com a do elétron (Figura 9). A deflexão angular ( $\gamma$ ), derivada da mecânica clássica por Rutherford, é dada pela equação:  $\tan(\gamma/2) = Z/(1.4pE)$ , onde  $p$  é a distância mínima (em nanômetros) entre o caminho dos elétrons não defletidos e o núcleo,  $Z$  é o número atômico do átomo,  $E$  é a energia do elétron e é conhecida como “parâmetro de impacto”. O que segue dessa equação é que o espalhamento elástico é maior para elementos mais pesados e para elétrons pouco energéticos.

## CAPÍTULO 2 – REVISÃO CONCEITUAL

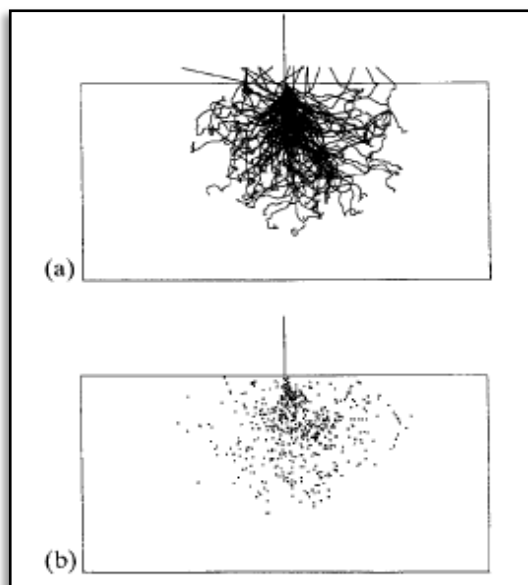
Simulações computadorizadas das trajetórias dos elétrons são utilizadas para calcular a distribuição espacial de elétrons em um alvo. Para isso, se utiliza o “método Monte Carlo”, que consiste em estimar o caminho do elétron como pequenas seções e atribuir um número aleatório para



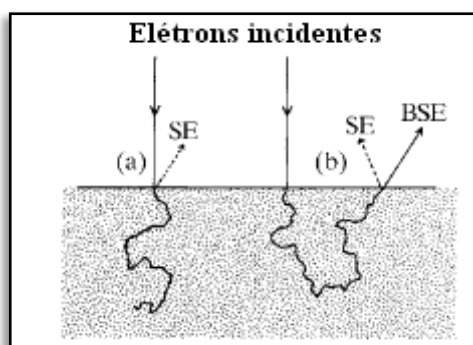
**Figura 10:** Relação entre backscattering coefficient ( $\eta$ ) e o número atômico (Z). Quanto mais pesado o elemento, mais elétrons emergem da amostra. (Retirado de S. J. B. Reed, 2005.)

replicar o acaso na determinação do ângulo de deflexão (Joy, 1995). Um exemplo dessa simulação é ilustrado na Figura 11a.

Existe uma dada probabilidade de a deflexão ou da soma das deflexões do elétron ser maior que  $90^\circ$ , fazendo o elétron incidido emergir da superfície da amostra. Esses são os elétrons retro espalhados. Tal probabilidade depende principalmente do número atômico, pois com o aumento de Z os ângulos de deflexão se tornam maiores (ver equação do parâmetro de impacto acima). A fração de elétrons incidentes que saem do espécime desta maneira é chamada de “*backscattering coefficient*” ( $\eta$ ), que depende também do ângulo de incidência do feixe ( $\eta$  maior para ângulos mais oblíquos). A relação entre  $\eta$  e Z é mostrada na Figura 10. Outro fato importante é que os elementos de menor Z produzem elétrons retro espalhados de menor energia, pois com um ângulo de deflexão menor esses elétrons necessitam de mais deflexões para poder emergir da superfície e, conseqüentemente, a perda energética é maior. Um artifício para detectar esse tipo de elétron é aplicar uma corrente negativa nos detectores de elétrons secundários, que serão repelidos, mas os BSE não serão afetados dada a sua altíssima energia (5-30 keV). É importante notar que elétrons



**Figura 11:** Simulação da trajetória dos elétrons (a) e dos pontos de emissão de um fóton de raios-X característicos (b) em uma amostra de silício. O retângulo possui 3  $\mu\text{m}$  de altura (Retirado de S. J. B. Reed, 2005.)



**Figura 12:** Emissão de elétrons secundários pelo feixe incidente (a) e pela emissão de um BSE (b). (Modificado de S. J. B. Reed, 2005.)

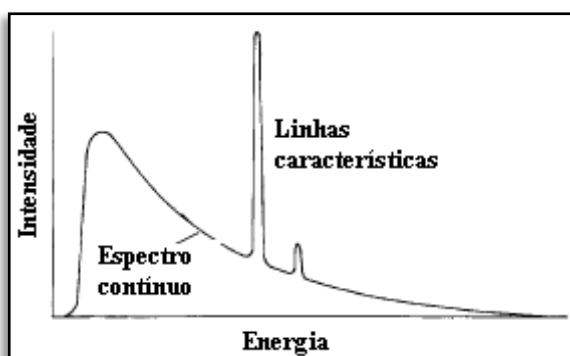
secundários também são gerados pela emissão de um elétron retro espalhado, como mostra o esquema da Figura 12. Finalmente, a imagem produzida mostrará tons mais brilhantes (mais detecções) para elementos de maior  $Z$ , e tons escuros para os leves.

Paralelo a isso, outro efeito causado pelo bombardeamento de elétrons em um sólido é a produção de raios-X (Figura 11b) por dois mecanismos distintos. Um ocorre quando um elétron incidente passa pelo forte campo elétrico de um núcleo atômico e sofre um “pulo quântico” para um estado menos energético, com a emissão de um fóton de raios-X. Isso produz um espectro contínuo (Figura 13), cujo efeito é basicamente limitar a



## CAPÍTULO 2 – REVISÃO CONCEITUAL

detecção de linhas características dos elementos presentes em baixas concentrações. O outro mecanismo é a transição de elétrons de ligação dos átomos entre os níveis energéticos das camadas eletrônicas (K, L, M, etc.), governados essencialmente pelo “número quântico principal ( $n$ )”. Ocorre a remoção de um elétron mais interno do átomo para uma camada mais externa e menos energética, deixando o átomo ionizado. Para isto acontecer, a energia do feixe incidido precisa exceder a “energia de excitação crítica” ( $E_c$ ) para dada camada, que varia aproximadamente com o  $Z^2$ . Ao retornar para sua posição de equilíbrio o elétron emite um fóton de raios-X, característico para cada elemento (função do número atômico) (Figura 13). A energia liberada quando um átomo ionizado retorna ao seu estado normal pode ser usada para liberar outro elétron de ligação ao invés de um fóton de raios-X. Isto é chamado de “Efeito Auger” e tem uma maior influência nos raios-X característicos de elementos de  $Z$  menor, além de ser utilizado para análises de “espectroscopia Auger”.



**Figura 13:** Espectro de raios-X plotado contra a energia dos fótons emitidos. As linhas características se super impõe sobre o espectro contínuo (Modificado de S. J. B. Reed, 2005.)

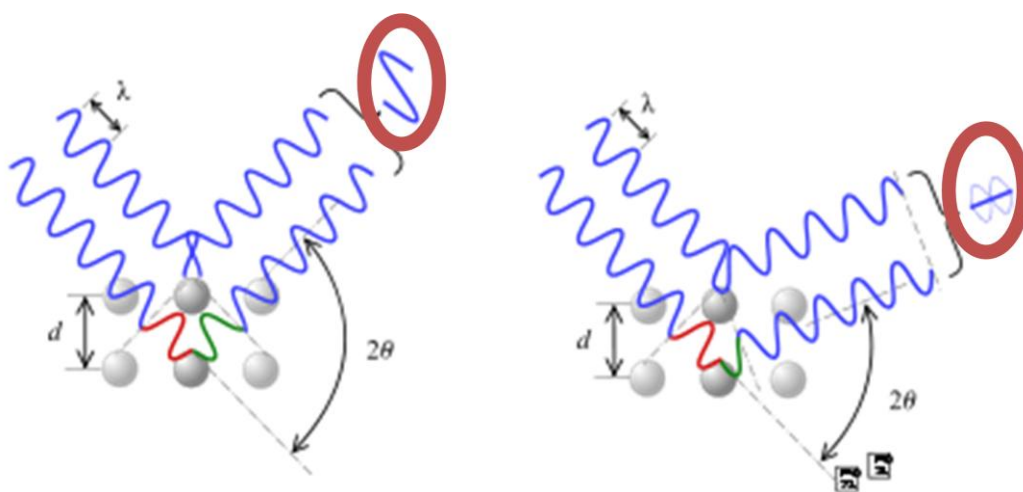
Os raios-X característicos são detectados por um espectrômetro de raios-X. Existem dois tipos: os de “dispersão de energia” (ED), tratado aqui, e os de “dispersão de comprimento de onda” (WD), tratado na próxima seção. O ED registra todas as energias simultaneamente, e produz um gráfico de intensidade *versus* energia do fóton de raios-X (Figura 13). O detector consiste de vários tipos de dispositivos (que usam como meio de detecção cristais semicondutores, comumente de silício ou germânio) que

produzem pulsos elétricos de saída proporcionais às energias dos fótons. Apesar de a resolução espectral ser menor que os do tipo WD, possuem a vantagem de detectar qualquer elemento com  $Z > 3$  simultaneamente e serem mais rápidos na análise.

Para a maioria das amostra geológicas, que são não-condutoras, é preciso fazer um revestimento por uma película condutora para evitar o acúmulo de carga na superfície. Isso faria com que os elétrons seguintes do feixe fossem repelidos da amostra, não gerando as interações. Comumente é utilizado o carbono para análises, que tem um efeito mínimo no espectro de raios-X, porém um baixo rendimento de elétrons secundários. Para imageamento é utilizado o ouro, ligas de ouro-paládio, cromo ou ainda irídio.

## 2.10 MICROSSONDA ELETRÔNICA

A microsonda eletrônica é uma técnica analítica muito semelhante à microscopia eletrônica e suas funções se sobrepõem consideravelmente. Porém a microsonda é desenvolvida principalmente para análises ao invés de imageamento. A diferença também reside no fato de que, devido aos espectrômetros WD, com ela é possível executar análises quantitativas de



**Figura 14:** Reflexão de Bragg: Raios-X difratados ficam “em fase” quando as distâncias percorridas pela onda do primeiro plano em relação a do segundo plano de átomos diferem em um múltiplo inteiro do numero de comprimentos de onda (Modificado de wikipedia.org/)

maior qualidade do que as proporcionadas pelo espectrômetro ED do MEV, comparando-se os comprimentos de onda (ou energia dos fótons) dos picos

## CAPÍTULO 2 – REVISÃO CONCEITUAL

de raios-X com padrões laboratoriais de composição conhecida. Conseguise obter uma precisão de  $\pm 1\%$ , com limites de detecção da ordem de dez partes por milhão (por peso) e com resolução espacial  $I$  de cerca de  $1 \mu\text{m}$ . A distribuição espacial de elementos específicos pode ser registrada através de perfis de linhas, ou de mapas em duas dimensões que exibem uma escala de falsa cor para representar as concentrações.

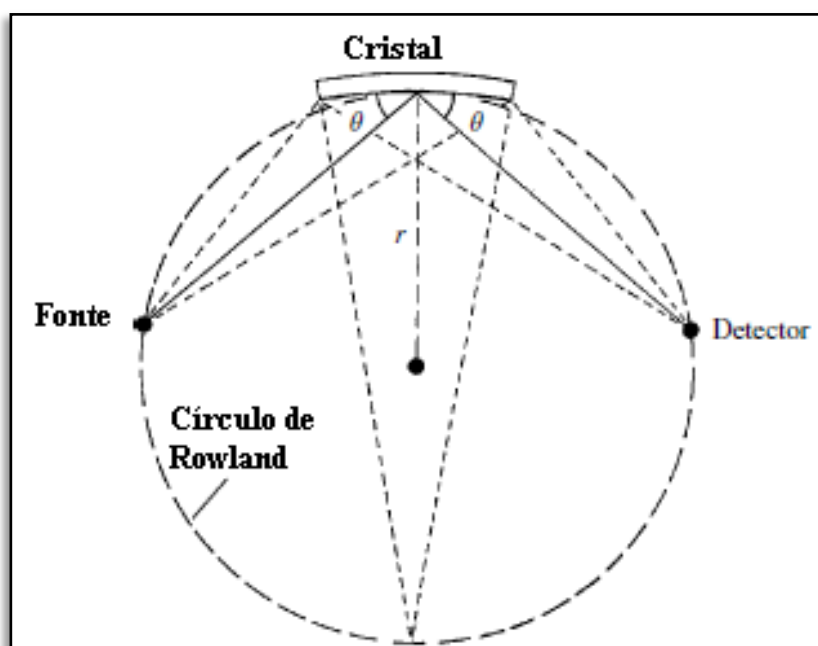
Para este equipamento, no entanto, os raios-X característicos são detectados por meio de um espectrômetro WD (*wavelength dispersive*). Eles se distinguem dos do tipo ED, pois os raios-X são dispersos segundo seus comprimentos de onda através da “Lei de Bragg”. Segundo a fórmula postulada por ele,  $n\lambda = 2d \sin \theta$  (onde  $n$  é um número inteiro,  $\lambda$  é o comprimento de onda e  $\theta$  é o ângulo de Bragg), em certas direções, as ondas espalhadas pelas sucessivas camadas de átomos da rede cristalina de um mineral estão em fase, e por isso sua intensidade é reforçada (Figura 14) O número inteiro  $n$  também significa a “ordem” da reflexão, em o normalmente utilizado em análises WD são as de primeira ordem ( $n=1$ ). O que segue da equação de Bragg também é que o alcance dos comprimentos de onda é limitado para um dado valor de  $2d$  e, portanto, várias distâncias interplanares são necessárias para cobrir todo o espectro de comprimentos de onda de interesse. Assim, os diferentes espectrômetros WD precisam de diferentes cristais com diferentes distâncias  $2d$ , como exemplificado na Figura 15.

Cristal	$2d$ (Å)
LiF	4.026
PET	8.742
TAP	25.9

**Figura 15:** Valores  $2d$  de cristais usados em detectores WD (Modificado de S. J. B. Reed, 2005.)

## CAPÍTULO 2 – REVISÃO CONCEITUAL

A reflexão de Bragg ocorre tipicamente em ângulos de menos de  $0,01^\circ$  e, com uma fonte pontual de raios-X e um cristal plano, a reflexão só ocorre em uma ínfima parte do cristal. Entretanto uma área maior de reflexão pode ser obtida se o cristal for curvado. Na forma usual do espectrômetro WD, fonte, cristal e detector estão dispostos em um círculo imaginário chamado de círculo Rowland (Figura 16).



**Figura 16:** Geometria do círculo Rowland: um ângulo de Bragg constante é obtido quando a fonte, o cristal e o detector estão em uma circunferência. (Modificado de S. J. B. Reed, 2005)

# ***CAPÍTULO 3 - Contexto Geológico***

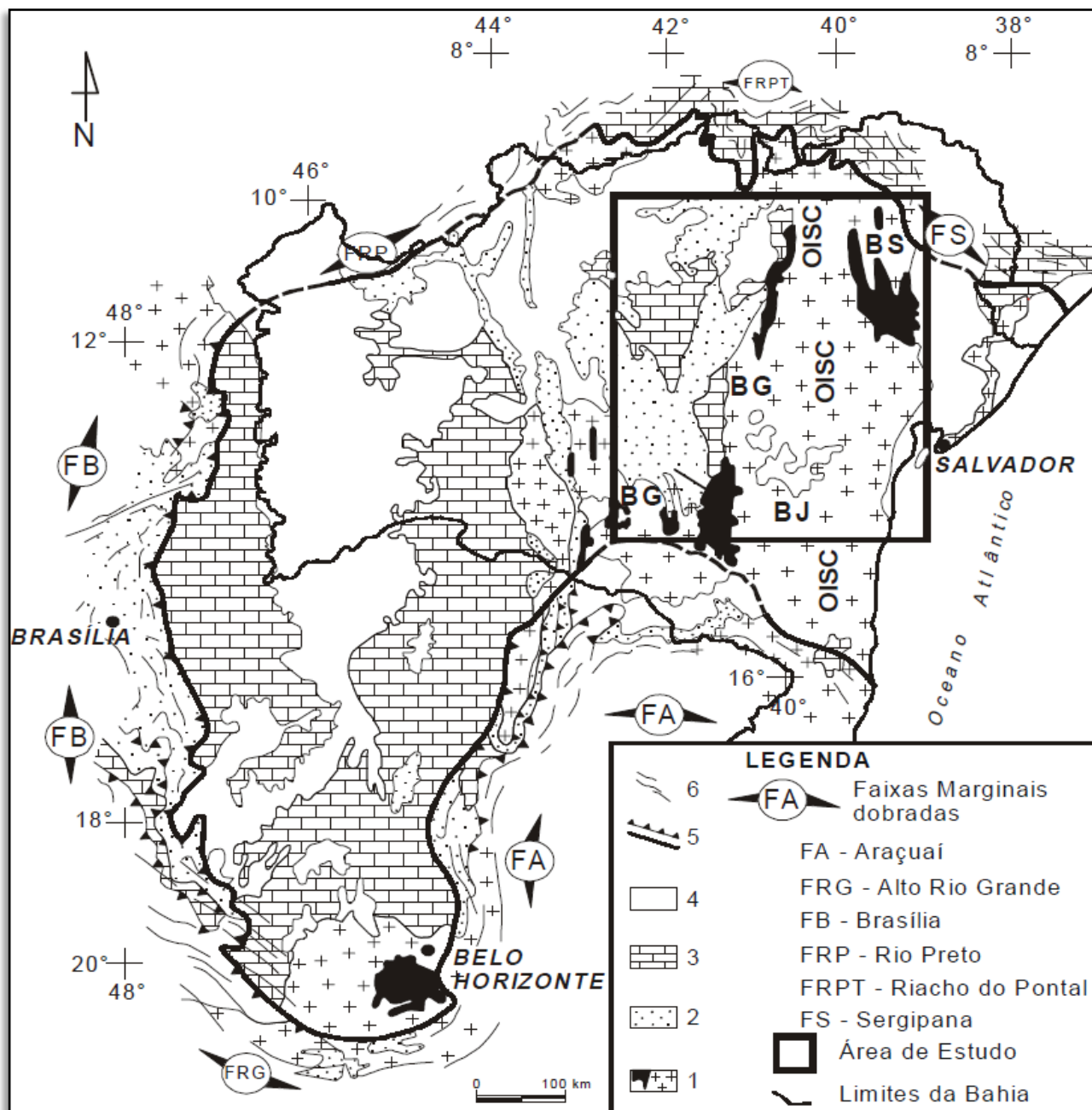
---

3.1 GEOLOGIA REGIONAL

3.2 GEOLOGIA LOCAL

### 3.1 GEOLOGIA REGIONAL

O Complexo máfico-ultramáfico do Vale do Jacurici está localizado no nordeste do Estado da Bahia e é parte integrante do Cráton do São



**Figura 17:** Mapa com as maiores unidades estruturais e os limites do Cráton do São Francisco. 1. Embasamento Arqueano/Paleoproterozóico com seqüências *greenstone belts* e o Grupo Jacobina (em preto); 2. Coberturas Mesoproterozóicas do Supergrupo Espinhaço 3. Coberturas Neoproterozóicas do Supergrupo São Francisco; 4. Coberturas Fanerozóicas; 5. Limites do Cráton (Ussami 1993); 6. Cinturões de dobramentos Brasileiros; BG. Bloco Gavião. BJ. Bloco Jequié; BS. Bloco Serrinha; OISC. Órogeno Itabuna-Salvador-Curaçá. A região estudada está compreendida na área destacada (Retirado de Barbosa et al., 2003).

### CAPÍTULO 3 – CONTEXTO GEOLÓGICO

---

Francisco, que nesta região, é limitado por três faixas móveis Neoproterozóicas denominada Faixas Riacho do Pontal-Formosa do Rio Preto, Sergipana e Araçuaí, localizadas ao noroeste, sul e nordeste, respectivamente (Figura 17) (Barbosa *et al.* 1996).

Não existe consenso na literatura sobre o posicionamento estratigráfico das encaixantes diretas do Complexo Jacurici, tendo sido interpretado como intrusivo no Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá (Barbosa *et al.*, 2003) ou nas seqüências Arqueanas de médio grau de gnaisses-migmatitos granito *greenstone belt* do Bloco Serrinha (Teixeira *et al.* 2000; Oliveira *et al.* 2004).

O Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá (Figura 18) é considerado como um segmento crustal, exposto ao longo da Costa Atlântica, passando por Salvador e estendendo-se para NE. Ele é formado basicamente de tonalitos/trondhjemitos, mas inclui também faixas de rochas supracrustais associadas com gabros/basaltos de *back-arc* ou fundo oceânico (Barbosa & Sabaté 2003). Este Cinturão, na sua porção norte, está posicionado entre os blocos arqueanos de Serrinha a leste e Gavião a oeste (Figura 17, Figura 18).

O bloco Serrinha é composto por terrenos Arqueanos de alto grau retrabalhados no Paleoproterozóico, pelos complexos Uauá e Santa Luz, e seqüências supracrustais de importante caráter econômico conhecidas por *greenstone belts* do Rio Itapicuru e Capim (Figueiredo & Barbosa 1993). O Grupo Uauá consiste principalmente de ortognaisses de alto grau de composição tonalítica-granodiorítica, tendo sido sugerida uma origem entre 3,1 e 3,0 Ga. Este bloco, exhibe um importante episódio de formação de crosta conforme demonstram datações em ortognaisses graníticos-granodioríticos e tonalíticos que variam entre 3,1 e 2,8 Ga (Oliveira *et al.* 1999, Mello *et al.* 2000, Rios 2002). Em um desses ortognaisses foi encontrado xenocristais de zircões datados a 3,6 Ga (Rios 2002), indicando que o plutonismo de 3,1-2,8 Ga (Ortognaisses Porfíricos de Serrinha, Tonalito Rio Capim e Ortognaisses Araci, Ambrósio, Requeijão e Embasamento) foi introduzido em crosta mais antiga (Rios 2002). Estas rochas plutônicas ácidas e intermediárias, equilibradas na fácies anfíbolito possuem enclaves gabróicos e constituem o embasamento dos *Greenstone*

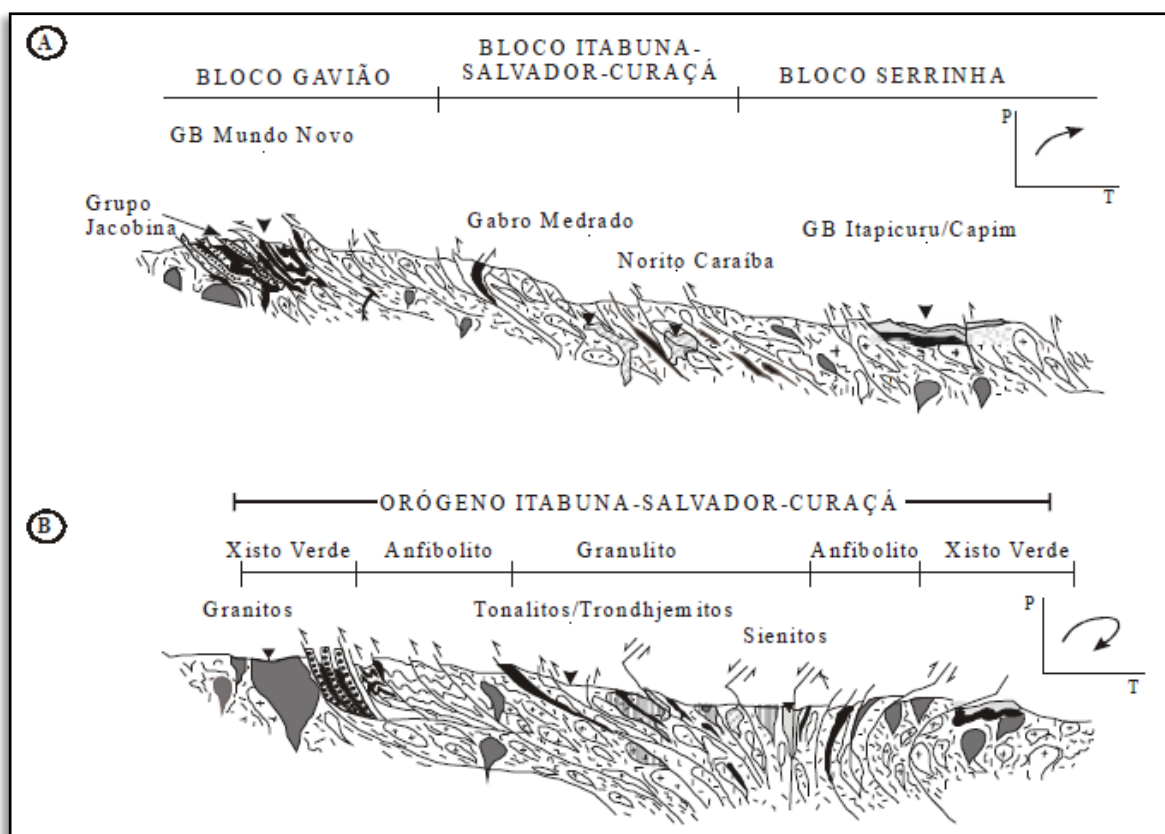




## CAPÍTULO 3 – CONTEXTO GEOLÓGICO

deste Bloco, estudos recentes mostram que a maioria foram *greenstone belts* denominados de Contendas Mirante, Umburanas, Guajerú e Mundo Novo (Barbosa *et al.* 2003). A crosta granítica/granodiorítica/migmatítica, predominante no Bloco Gavião e equilibrada na fácies anfibolito exibe idades de 2,8- 2,7 Ga (Ex: Granito Malhada de Pedra) sendo interpretada como produto da fusão parcial da crosta continental antiga, TTG durante o fechamento das bacias intercratônicas antes referidas. Vulcânicas cálcio-alcalinas (~2,5 Ga), intrusões graníticas (Granito Pé de Serra, ~2,5 Ga) e intrusões máficas-ultramáficas (*Sill* do Rio Jacaré, ~2,4 Ga) ao lado de filitos e grauvacas estão associadas com os *greenstone belts* Arquenos deste Bloco (Marinho 1991, *apud* Barbosa *et al.* 2003).

Na região norte do Cráton São Francisco, ocorre também outros Complexos máfico-ultramáficos. Entre estes, destacam-se o Complexo Campo Formoso com mineralização de cromo e também explorado pela FERBASA e o Complexo Norítico de Caraíba (Figura 19) que hospeda importantes intrusões com mineralização de cobre (Oliveira *et al.* 2004), explorada pela Mineração Caraíba. O Complexo de Campo Formoso é formado por uma intrusão máfica-ultramáfica de idade ainda não bem estabelecida, inserido entre os quartzitos da Formação Jacobina e o granito de Campo Formoso. O Complexo Norítico de Caraíba é formado por rochas noríticas e hipersteníticas organizadas em múltiplas intrusões interpretadas como oriundas de magma gerado a profundidades elevadas na litosfera. A mineralização é composta de bornita e calcopirita. As encaixantes são gnaisses, granulitos e metassedimentos de alto grau metamórfico. O Complexo de Caraíba e o do Jacurici formam dois trends N-S paralelos, são separados pela intrusão sienítica de Itiúba (Figura 20), que apresenta idade de 2,1 Ga e teve sua intrusão controlada por uma sutura litosférica (Conceição 1993). O contexto geotectônico e as idades das encaixantes e destes complexos ainda são motivo de debate e uma possível correlação entre os dois não pode ser ainda descartada.



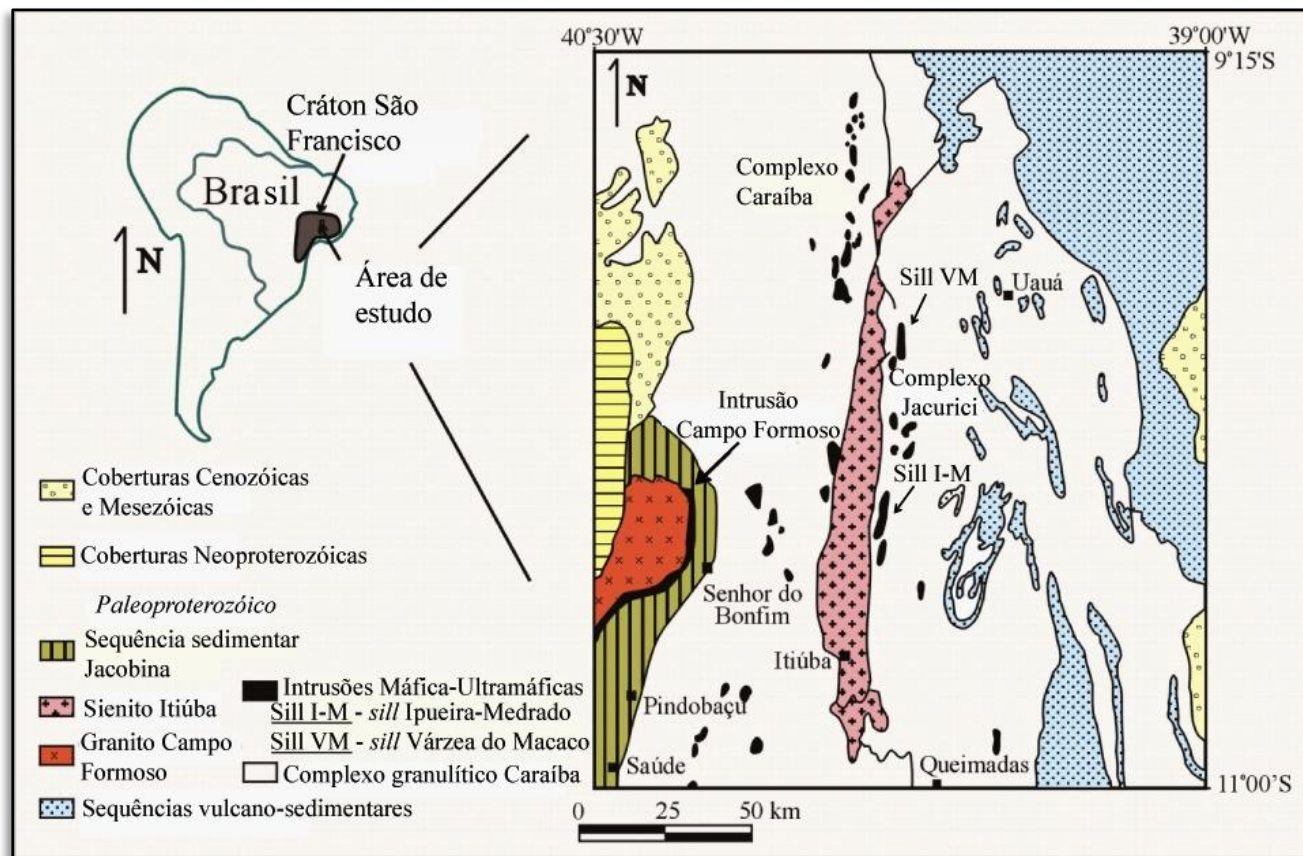
**Figura 19:** Perfis geotectônicos E-W no NNE do estado da Bahia, destacando apenas rochas de idade paleoproterozóica. (a) Estágio colisional intermediário no Paleoproterozóico com formação dos *Greenstone Belts* do Itapicuru e do Capim e acavalgamento do embasamento sobre o Grupo Jacobina. As intrusões máfico-ultramáficas de Caraíba e Medrado e de granitos sintectônicos estão relacionadas a este estágio. (b) Estágio final da orogênese com a colocação de sienitos e granitos. Atualmente nas porções oeste e leste podem ser observados terrenos granulíticos sobrepostos a terrenos anfibolíticos e xisto-verdes. Diagramas PTt localizados na lateral superior direita das seções. O sentido horário da trajetória metamórfica atesta o contexto colisional. GB = *Greenstone Belt*. (Extraído de Barbosa & Sabaté 2003).

### 3.2 GEOLOGIA LOCAL

Complexo Máfico-Ultramáfico Jacurici (Figura 20) é constituído por diversos corpos estratificados, sendo o maior e melhor estudado denominado de *Sill* Ipueira-Medrado (*Sill* I-M). Os corpos estão deformados, dobrados e falhados, e com metamorfismo de no mínimo fácies anfibolito superior. O *Sill* Ipueira-Medrado tem cerca de 7 km de comprimento, 500 metros de largura, 300 metros de espessura e hospeda o maior depósito de cromita do país, contido em uma única camada maciça de cromitito com até 8 metros de espessura e com reservas estimadas em 5 mt. Marques & Ferreira Filho (2003) subdividiram o *sill* em 3 zonas principais, baseados na

## CAPÍTULO 3 – CONTEXTO GEOLÓGICO

composição da rocha, sendo da base para o topo: Zona marginal, composta por gabros e harzburgitos ricos em piroxênio; Zona Ultramáfica, subdividida nos membros Unidade Ultramáfica Inferior, Camada de Cromitito Principal e

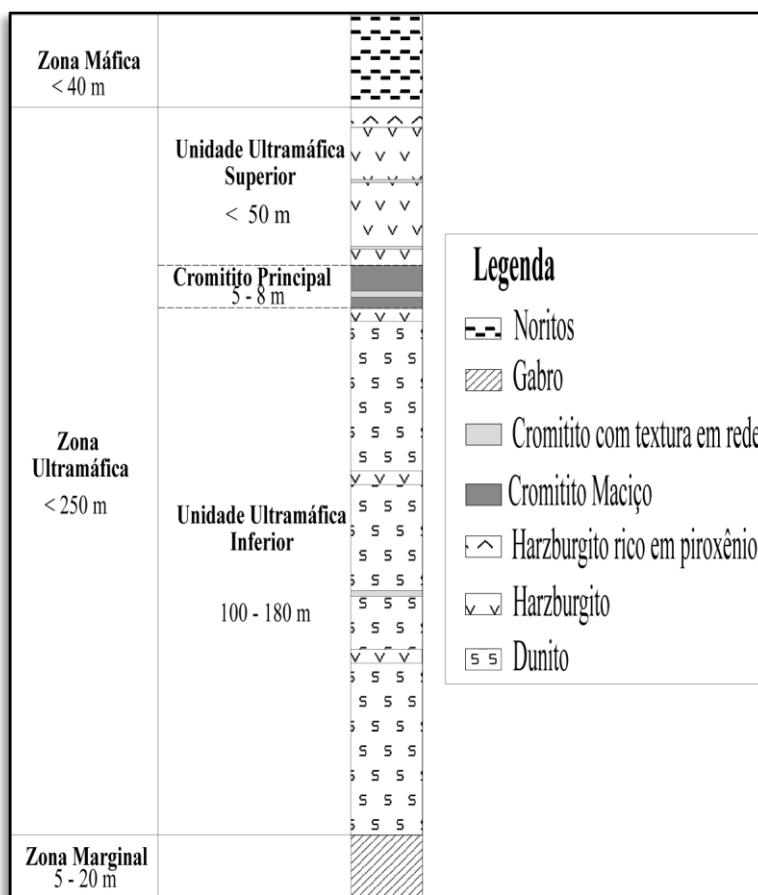


**Figura 20:** Localização da área de estudo e geologia da região. O Complexo Máfico-ultramáfico Jacurici e o Complexo Caraíba são separados pelo Sienito Itiúba. (modificado de Marques et al. 2005).

Unidade Ultramáfica Superior; e por fim a Zona Máfica, composta por noritos com proporções variáveis de ortopiroxênio e plagioclásio (Figura 21).

Os autores, através da observação da variação críptica em olivina e ortopiroxênio, identificaram uma evolução petrológica complexa para o *sill*. Um regime magmático aberto, com repetidos aportes de magmas primitivos antes da formação da Camada de Cromitito Principal e, após esta camada, um regime fechado apenas marcado por cristalização fracionada. Marques & Ferreira Filho (2003) identificaram que abaixo da Camada de Cromitito Principal, ao longo da Unidade Ultramáfica Inferior, houve um acréscimo gradual no teor de Mg nos minerais e que acima desta, ao longo da Unidade Ultramáfica Superior, houve uma rápida evolução em direção a composições mais diferenciadas, ricas em Fe. Isto demonstrou que esta camada maciça

## CAPÍTULO 3 – CONTEXTO GEOLÓGICO



**Figura 21:** Seção esquemática generalizada do Sill Ipueira-Medrado (modificado de Marques, 2003).

de cromitito deve ter se formado a partir de uma mudança drástica durante a evolução do *sill*. Foi observado também que os conteúdos de forsterita e Ni nas olivinas são positivamente correlacionados ao longo de toda a estratigrafia do *Sill*, o que, somado com a ausência de sulfetos, demonstra que não houve saturação de enxofre no sistema e subsequente formação de líquido sulfetado com captura de Ni no *Sill* Ipueira-Medrado.

A formação de uma camada tão espessa de cromitito (5-8m), como a Camada de Cromitito Principal de Ipueira-Medrado, é difícil de ser explicada por um único mecanismo considerando os modelos atuais. Por esta razão, Marques (2001), Marques & Ferreira Filho (2003) e Marques *et al.* (2003) estudaram em detalhe a formação dos cromititos e definiram que o intervalo de formação da Camada de Cromitito Principal é caracterizado por mudanças importantes nas condições físico-químicas da câmara magmática. Tais mudanças são marcadas pela troca de regime magmático e também

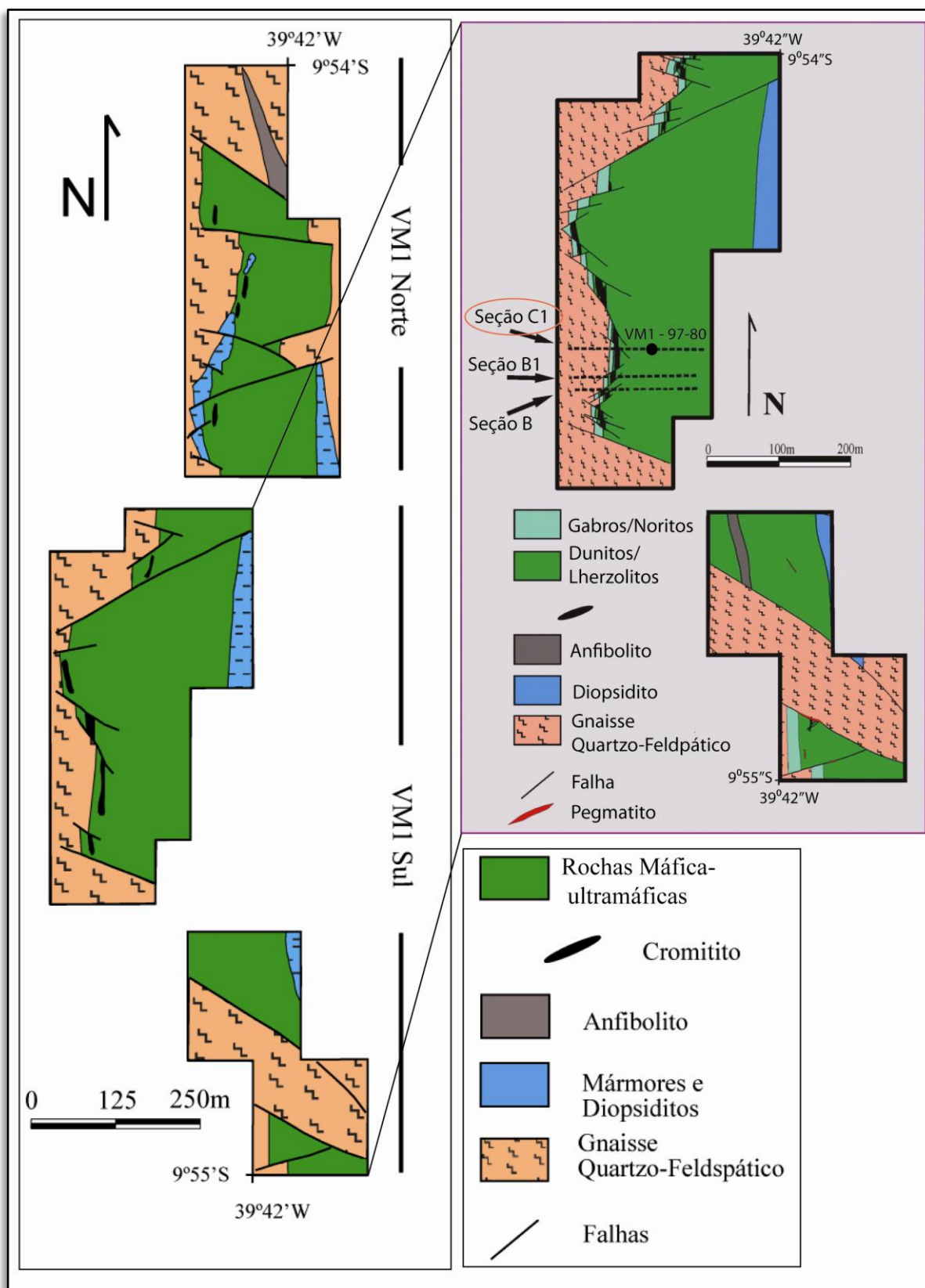
CAPÍTULO 3 – CONTEXTO GEOLÓGICO

---

por um aumento na quantidade de anfibólio durante e após a referida camada. Estas informações, juntamente com dados de química mineral e dados isotópicos de Nd e Os, forneceram fortes evidências de que o cromitito possa ter se formado a partir da contaminação crustal de um magma bastante primitivo rico em Mg e Cr. Dados de geoquímica de elementos traço mostraram, ainda, que tanto a Unidade Ultramáfica Superior quanto a Unidade Ultramáfica Inferior cristalizaram a partir de magmas parentais similares.

Ao norte do *Sill* Ipueira-Medrado ocorre outro corpo, também com nível espesso de cromitito, chamado de *Sill* Várzea do Macaco (Figura 20). Este *sill* possui cerca de 8 km de comprimento e difere do *Sill* Ipueira-Medrado pelo maior grau de deformação e pela ocorrência de mineralização sulfetada de Cu-Ni-EGP (Marques *et al.* 2005a, b). Ele está rompido em cinco blocos deslocados lateralmente por falhamentos tardios (Figura 22), apresenta alto mergulho das camadas e estratigrafia invertida. A mineralização é constituída por pirrotita, pentlandita e, subordinadamente, calcopirita e ocorre de duas formas: (1) com textura primária magmática, formada por faixas centimétricas a métricas de sulfetos disseminados e intersticiais, hospedada em piroxenitos e harzburgitos próximos à Camada de Cromitito Maciço; e (2) com texturas que remetem à remobilização de natureza metassomática, com sulfetos ao longo da foliação, ou em veios e vênulas associados a carbonatos que cortam os intervalos com mineralização primária, inclusive camadas de cromitito (Marques *et al.* 2005a, b).

## CAPÍTULO 3 – CONTEXTO GEOLÓGICO



**Figura 22:** Mapa geológico simplificado do Sill Várzea do Macaco. No detalhe a área de Várzea do Macaco I Sul com a localização da seção de sondagem C1 onde foi feito o testemunho VM1 – 97-80. (Modificado de Mineração Vale do Jacurici S.A. Divisão de Geologia, mapa inédito).

## ***CAPÍTULO 4 - Metodologia***

---

4.1 INTRODUÇÃO

4.2 COMPILAÇÃO DE DADOS

4.3 TRABALHO DE CAMPO

4.4 ETAPAS DE LABORATÓRIO

### **4.1 INTRODUÇÃO**

Este capítulo descreve os métodos e técnicas utilizadas para o desenvolvimento do trabalho. A metodologia se resume nas etapas de compilação de dados, etapas de laboratório e trabalho de campo.

### **4.2 COMPILAÇÃO DE DADOS**

O trabalho iniciou com a compilação de dados publicados e revisão bibliográfica, utilizando-se periódicos científicos, livros, dissertações de mestrado e teses de doutorado para reunir um conjunto de informações sobre a área e o tema de trabalho. Revisão serviu para entender sobre o contexto geológico regional, o ambiente geotectônico, as unidades litológicas já descritas para a região e para direcionar as etapas seguintes.

### **4.3 TRABALHO DE CAMPO**

O trabalho de campo desta pesquisa ocorreu na forma de um estágio de férias extracurricular na Mineração Vale do Jacurici S/A – FERBASA, nos meses de julho e agosto de 2012. Teve como objetivo o reconhecimento geológico regional, local e detalhado da área de estudo, bem como complementação da amostragem e descrições detalhadas do testemunho de sondagem estudado. Outros testemunhos também foram analisados, a fim de obter dados complementares.

O reconhecimento do *sill* Ipueira-Medrado foi realizado através de visitas as minas subterrâneas de Ipueira I a Ipueira IV, em plena atividade, e por testemunhos de sondagem. O *Sill* Várzea do Macaco foi estudado por visita à cava da mina a céu aberto estabelecida no corpo, que não encontrase em atividade atualmente. O embasamento e as encaixantes dos corpos foram observados através de uma saída de campo para reconhecimento regional. As atividades foram acompanhadas por geólogos da Mineração Vale do Jacurici S/A e pela orientadora do trabalho temático.



#### **4.4 ETAPAS DE LABORATÓRIO**

As etapas de laboratório consistiram na descrição de amostras do testemunho de sondagem, análise petrográfica, microscopia eletrônica de varredura, análises de microsonda eletrônica, integração e interpretação dos dados e redação da monografia.

##### **4.4.1. DESCRIÇÃO DE AMOSTRAS DO TESTEMUNHO DE SONDAGEM SELECIONADO**

Esta etapa foi desenvolvida no Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio grande do Sul. O objetivo foi caracterizar as relações texturais macroscópicas das unidades geológicas que compõe o *Sill* Várzea do Macaco, descrever o minério e hospedeiras e organizar a estratigrafia. Outros alvos desta etapa foram a documentação das amostras através de fotografias e a seleção de amostras para laminação.

Foi selecionado um testemunho de sondagem, com amostras cedidas pela Mineração Vale do Jacurici S/A – FERBASA. O testemunho possui 160 m e foi escolhido por interceptar a estratigrafia do *sill* e estar com forte mineralização de Ni Isto permitiu construir um perfil do *sill* alocando os intervalos mineralizados na estratigrafia. Neste testemunho foram coletadas 37 amostras (Quadro 2) representativas da rocha original, com texturas que remetesse a possíveis relictos de cristais primários preservados. Esta amostragem objetivou selecionar os locais onde haveria maior probabilidade de se encontrar cristais de olivina e piroxênios para as análises posteriores por Microsonda Eletrônica.

Os intervalos amostrados foram bem definidos de modo que a malha de amostragem fosse a cada 4 m e bem distribuída por toda a estratigrafia.

VM1 - 97-80°				
Amostra	Intervalo (m)	Lâmina	MEV	Quím. Mineral
1	52,58 - 52,73	1		X
2	56,22 - 56,39			
3	57,68 - 57,85			
4	60,39 - 60,55			

## CAPÍTULO 4 – METODOLOGIA

5	61,13 - 61,29	1		
6	67,41 - 67,61	1		X
7	69,15 - 69,37			
8	72,15 - 72,42			
9	78,05 - 78,09	1		X
10	81,29 - 81,44			
11	86,16 - 86,37	1		
12	89,48 - 89,65	1		
13	93,18 - 93,37			
14	93,74 - 94,00	1	X	X
15	96,32 - 96,55	1	X	X
16	98,15 - 98,31			
17	101,61 - 101,80			
18	101,81 - 101,99	1	X	X
19	103,80 - 104,00			
20	105,77 - 106,00	1	X	
21	107,79 - 107,95			
22	108,45 - 108,60	2	X	X
23	109,55 - 109,88			
24	111,40 - 111,64	1	X	
25	111,82 - 112,04	1		X
26	113,96 - 114,20	1		
27	115,39 - 115,56			
28	118,32 - 118,43	1		X
29	119,53 - 119,74			
30	121,33 - 121,46	1		X
31	124,73 - 124,87	1		X
32	127,40 - 127,57			
33	128,23 - 128,40			
34	130,36 - 130,54	1		
35	132,32 - 132,49	1		
36	134,05 - 134,26	1		
37	142,40 - 142,70	1		

**Quadro 2:** Amostras coletadas referentes ao testemunho estudado mostrando os intervalos que foram selecionados para confecção de lâminas petrográficas, para análises no MEV e para Microsonda Eletrônica.

O mapa de localização da seção de sondagem onde está localizado o testemunho VM1 – 97-80 pode ser visto na Figura 22 do Capítulo 3.

#### **4.4.2. PETROGRAFIA**

A petrografia ocorreu a partir da descrição microscópica de 21 lâminas petrográficas polidas (Quadro 2). A classificação das rochas foi baseada em

## CAPÍTULO 4 – METODOLOGIA

---

aspectos composicionais e texturais das rochas. Para a classificação dos litotipos foi considerada a natureza ígnea destes, utilizando a terminologia sugerida por Streckeisen, 1976 (vide Figura 3, Capítulo 2). A quantificação dos minerais refere-se à porcentagem em volume, estimada visualmente.

Esta etapa foi realizada na sala de microscopia do Laboratório de Geologia Isotópica da UFRGS, que conta com um microscópio Leica DMLP. Objetivou-se reconhecer as paragêneses de silicatos e de minério bem como suas formas de ocorrência. Ênfase foi direcionada as porções com texturas cumuláticas ígneas preservadas. As descrições foram ainda fundamentais para caracterizar a seção tipo do *sill*, identificar criteriosamente sua estratigrafia e orientar as análises laboratoriais subsequentes. Foram utilizadas as técnicas de microscopia ótica de luz transmitida juntamente com a de luz refletida, a fim de correlacionar o minério com a rocha hospedeira.

### **4.4.3. MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA**

A microscopia eletrônica de varredura com *Energy Dispersive X-Ray Spectrometer* acoplado (MEV-EDS) foi realizada a fim de complementar a caracterização petrográfica. O enfoque foi dedicado aos sulfetos, cromita e outros minerais de minério para determinação semi-quantitativa da composição química através de EDS. As vantagens desta técnica é que a preparação de amostras é relativamente simples (utiliza-se a própria lâmina petrográfica polida), não destrutiva (análise *in situ* preserva as relações entre os minerais) e as análises são relativamente rápidas (1 a 5 minutos). A principal desvantagem é que só é obtida relação entre as concentrações dos elementos e não o valor absoluto, mas para este trabalho não constitui limitação porque para quantificação será utilizada microsonda eletrônica. Os estudos de EDS também auxiliaram na seleção dos minerais a serem analisados posteriormente por microsonda.

Neste Trabalho foram feitas duas sessões de MEV-EDS em 6 lâminas delgadas (Quadro 2), utilizando equipamento JEOL – JSM 5800 do Centro de Microscopia Eletrônica da UFRGS. A metalização das amostras foi feita com carbono, a voltagem utilizada foi de 20.0 kV.

#### **4.4.4. QUÍMICA MINERAL**

Neste trabalho foi utilizada a técnica analítica de Microsonda Eletrônica para investigar a variação críptica do teor de forsterita e Ni em olivina, e enstatita e Mn nos piroxênios, para poder comparar com o trabalho de Marques & Ferreira Filho (2003) e correlacionar a evolução petrológica do *Sill* Várzea do Macaco com o *Sill* Ipueira-Medrado.

Para as análises de microsonda foi utilizado o Laboratório de Microsonda Eletrônica da Universidade de Brasília, de reconhecida tradição em estudos desta natureza e que possui um equipamento moderno JEOL JXA-8230, em modo WDS. Oitenta e seis pontos analíticos foram obtidos em 11 lâminas petrográficas(Quadro 2). As condições de análise contaram com potencial de aceleração de 15.0 kV e corrente de 10 nA. O tempo de contagem das análises foi de 20 a 40 segundos, os padrões utilizados foram silicatos naturais e óxidos sintéticos. As análises foram selecionadas preferencialmente dentro do intervalo de fechamento entre 99 a 101 (% peso).

# ***CAPÍTULO 5 - Resultados***

---

5.1 INTRODUÇÃO

5.2 PETROGRAFIA DO *SILL* VÁRZEA DO MACACO

5.3 MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA

5.4 QUÍMICA MINERAL

## **5.1 INTRODUÇÃO**

Os resultados deste trabalho foram obtidos a partir da seleção de amostras de um testemunho de sondagem representativo do corpo Várzea do Macaco. A seleção do furo ocorreu após a descrição de diversos testemunhos nas dependências da Mineração Vale do Jacurici S/A. O furo selecionado foi o VM1-97-80, de inclinação 80° da seção geológica C1 (Figura 22), localizada na parte central da área conhecida localmente como Cava de Várzea I. Os resultados estão organizados neste capítulo em petrografia, análises por Microscopia Eletrônica de Varredura e Química Mineral.

## **5.2 PETROGRAFIA DO SILL VÁRZEA DO MACACO**

O Sill Várzea do Macaco está deformado e metamorfozido no mínimo na fácies anfibolito superior e possui diferentes graus de serpentinização. Todavia procurou-se trabalhar com aquelas porções que possuem a textura ígnea primária preservada, a fim de buscar informações sobre o magmatismo original.

O *sill* foi dividido em uma Zona Ultramáfica (subdividida em Unidade Ultramáfica Inferior, Camada de Cromitito Principal e Unidade Ultramáfica Superior) e uma Zona Máfica (Figura 23) a partir das descrições de vários testemunhos de sondagem em trabalhos de campo e na petrografia realizada neste trabalho em amostras selecionadas a partir do furo VM1-97-80. Esta subdivisão é similar a previamente realizada por Marques & Ferreira Filho (2003) na região de Ipueira-Medrado. As litologias predominantes são dunito, lherzolito, piroxenito, cromitito e gabro, sendo que os intervalos sulfetados ocorrem em todas litologias, estando mais concentrados nas rochas piroxeníticas e nas proximidades do cromitito.

A Unidade Ultramáfica Inferior é composta predominantemente por dunitos, mas possui intercalações de lentes lherzolíticas centimétricas a métricas, representadas por feições esbranquiçadas (Figura 24) onde se encontram cristais de piroxênios e olivina preservados da serpentinização. A proporção dessas lentes aumenta para o topo, em direção ao Cromitito

## CAPÍTULO 5 - RESULTADOS

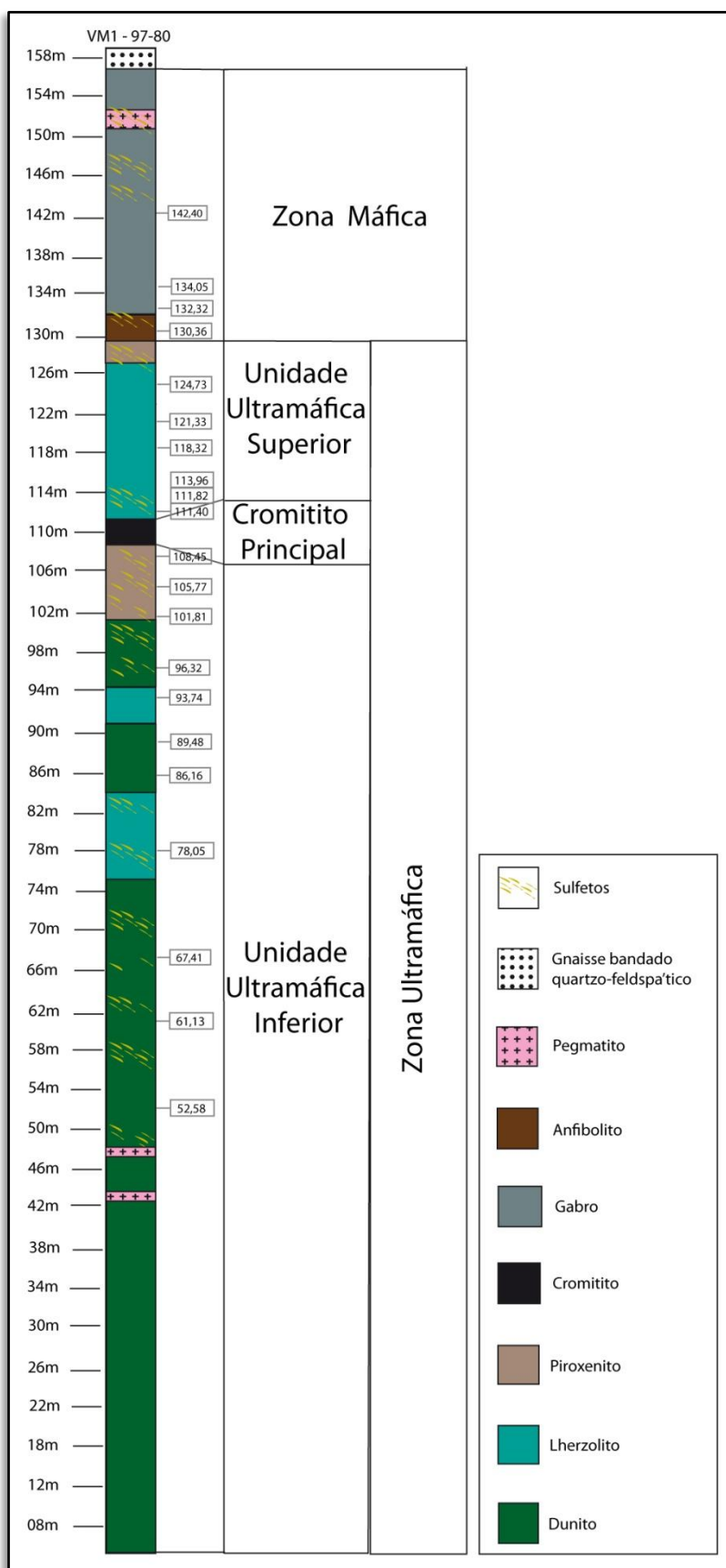
---

Principal, culminando em um piroxenito logo abaixo desta unidade (Figura 23). Alguns veios de pegmatito e de carbonato+serpentina+sílica, fraturas e algumas brechas de falha cortam o intervalo (Figura 24).

A Unidade Ultramáfica Superior é composta predominantemente por lherzolitos com pequenas lentes centimétricas de piroxenitos e, mais subordinadamente, de dunitos intercaladas. Ela culmina em um piroxenito logo antes da Zona Máfica.

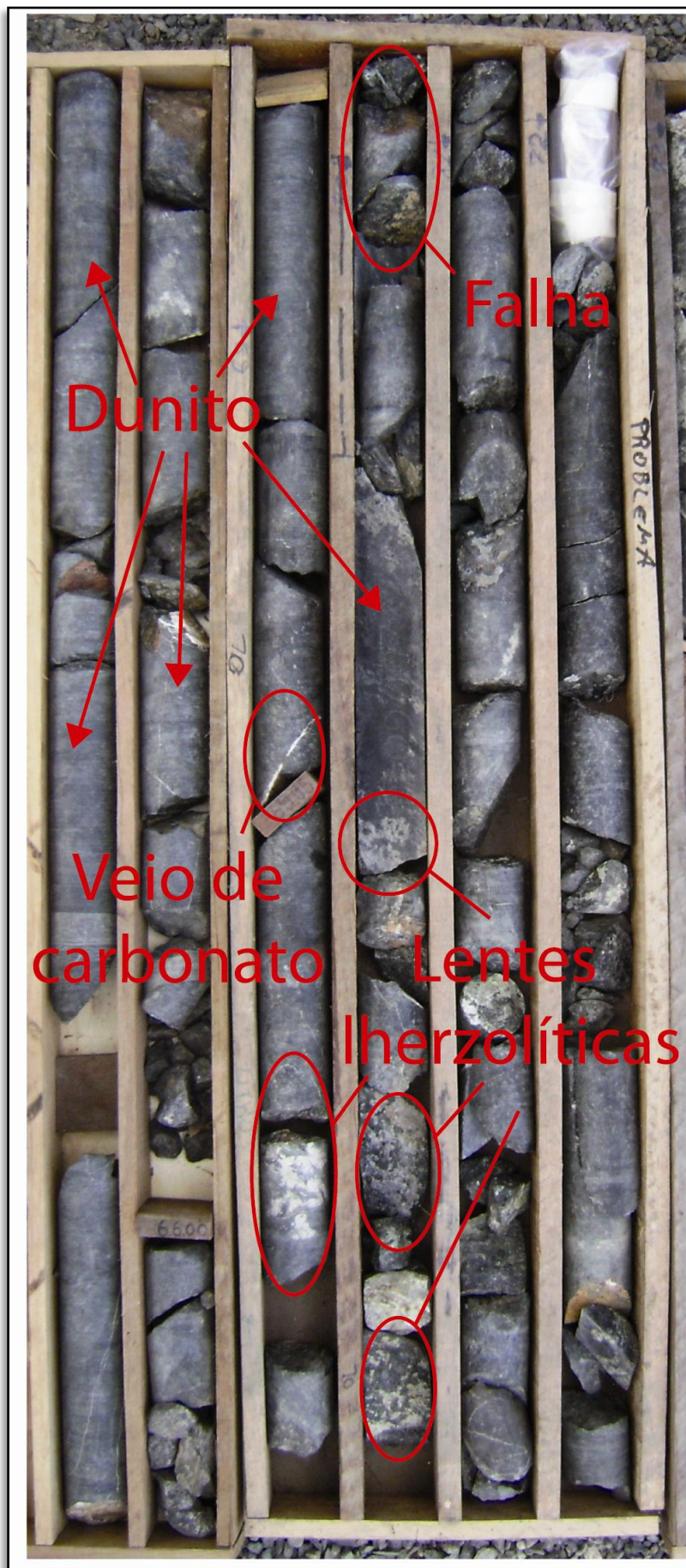
A Zona máfica inicia com um anfibolito e evolui para gabros no topo. Fraturamentos e pegmatitos são comuns nesta zona.

## CAPÍTULO 5 - RESULTADOS



**Figura 23:** Coluna estratigráfica do Sill Várzea do Macaco gerada a partir dos dados de petrografia no testemunho de sondagem VM1 – 98-70. Os intervalos onde lâminas petrográficas foram confeccionadas estão demonstrados pelos retângulos cinzas. Lentes de Lherzolito compreendidas nos intervalos onde predominam dunitos e outras feições centimétricas não foram retratadas devido à escala. O aumento de profundidade para o topo ilustra a inversão da estratigrafia em função da estruturação local.



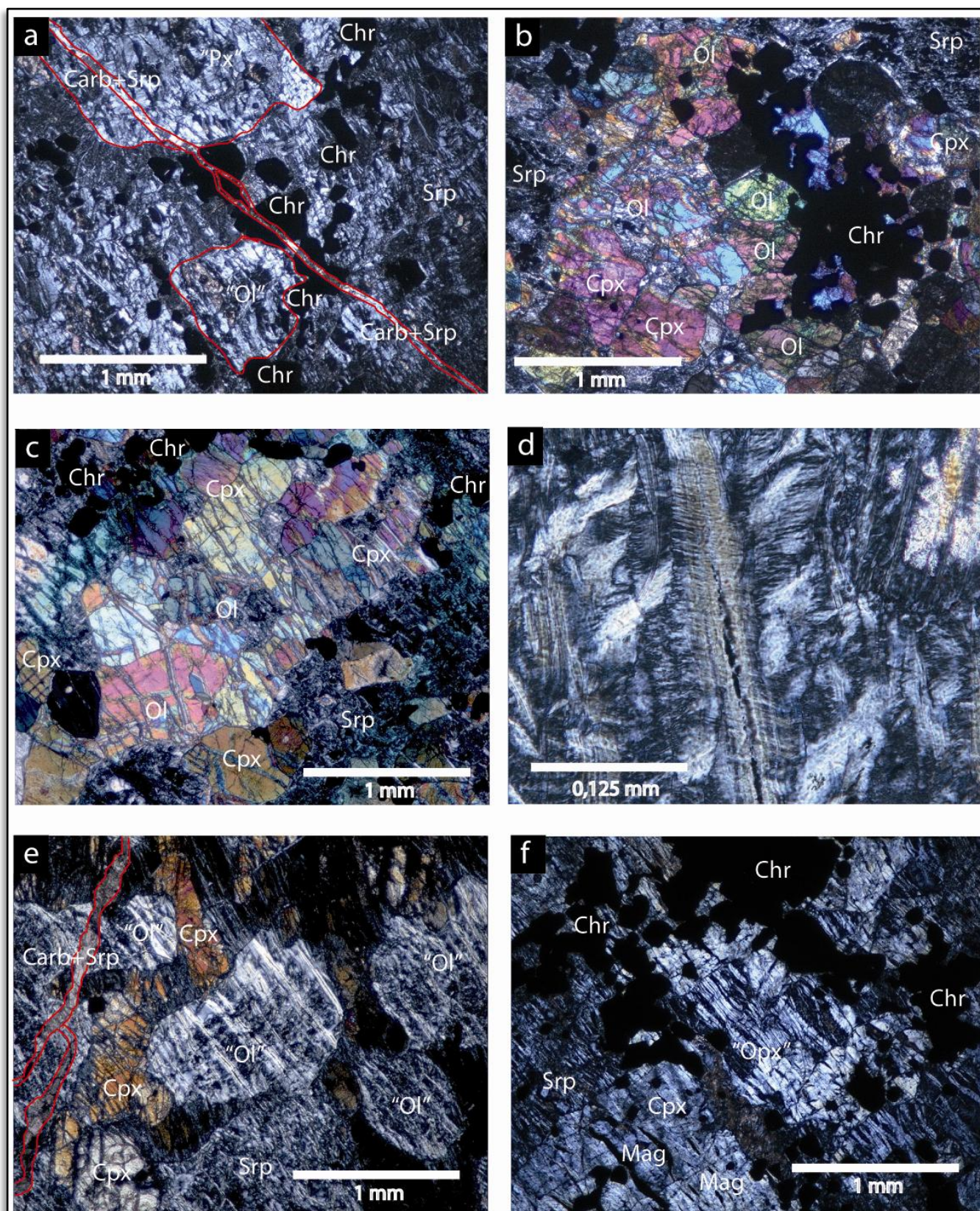


**Figura 24:** Foto do testemunho VM1 – 97-80 as características texturais das rochas do Sill Várzea do Macaco. Intervalo com predomínio de dunitos serpentinizados da Unidade Ultramáfica Inferior.

### **5.2.1. DUNITO**

O intervalo de dunito é composto predominantemente por serpentinitos com textura ígnea localmente preservada e poucos minerais originais. Porções esbranquiçadas, onde ocorrem cristais de olivina e piroxênios preservados, podem ser eventualmente reconhecidas. Estas porções, embora raras, são importantes para os estudos de química mineral por manterem localmente uma proporção modal similar aos lherzolitos (Figura 24).

O dunito tem cor verde muito escura e possui textura maciça, podendo ser foliado localmente. São comuns veios de magnetita de até 3 mm de espessura que seguem a foliação quando presente, e vênulas de sílica-carbonato±serpentina asbestiforme (Fig. 25a, Fig. 25d, Fig. 25e) . O dunito, nas porções com textura ígnea preservada (Fig. 25b), possui textura *adcumulática* fina-média (olivina-cromita), com cromita subédrica (< 0.5mm) ocorrendo de forma subordinada e caracterizando a textura em rede (Fig. 25a, Fig. 25b, Fig. 25f). Pseudomorfos de olivina (0.5 a 1 mm) substituídos por serpentina em textura mesh são comuns (Fig. 25a, Fig. 25e, Fig. 25f). Carbonato pode ocorrer disseminado na massa de serpentina, bem como em veios (Fig. 25a, Fig. 25e).



**Figura 25:** Feições petrográficas do dunito. **(a)** Pseudomorfos de olivina e piroxênio circundados por cromita, todos cortados por veio de carbonato+serpentina. **(b)** Porção Iherzolítica nos dunitos mostrando cumulado de olivina-clinopiroxênio-cromita. **(c)** Porção Iherzolítica nos dunitos mostrando relictos de olivina e Cpx bem preservados, circundados por massa de serpentina. **(d)** Serpentina asbestiforme crescendo em fratura de pseudomorfo de olivina. **(e)** Cumulado de olivinas serpentinizadas com textura mesh, relictos clinopiroxênio intercúmulus preservados e veio de carbonato e serpentina cortando pseudomorfos. **(f)** Pseudomorfo de Opx envolto por cromita cumulática, todos envoltos por pseudomorfo de possível Cpx

### 5.2.2. LHERZOLITO

O lherzolito possui cor escura e diferentes graus de serpentinização (20-60%). Apresenta-se em geral mais foliado que o dunito e textura meso a ortocumulática média-grossa. Vênulas de magnetita menores que 3 mm cortam a rocha ao longo da foliação (Fig. 26a). Carbonato ocorre como veios de contatos retilíneos que cortam a rocha, inclusive a foliação, ou ainda disseminado na massa de serpentina (Fig. 26a, Fig. 27a).

O clinopiroxênio (até 35%) é subédrico (podendo ter até 7 mm) e em geral forma cristais *intercúmulus*. Possui bordas interlobadas e algumas vezes inclusões de olivinas preservadas (Fig 26a) ou pseudomorfos. Por vezes estão fraturados e/ou anédricos com aspecto de corrosão. Bordas esverdeadas possivelmente de clorita ou anfibólio ocorrem em alguns cristais, bem como vênulas de clorita que cortam e circundam os mesmos. Aspecto argilizado e extinção ondulante também ocorrem localizadamente.

O ortopiroxênio (até 25%) é subédrico e ocorre em duas populações distintas: cristais maiores (até 8 mm) de extinção levemente ondulante que englobam olivinas pseudomorfizadas, cromita, e ortopiroxênios menores (Fig 26d, Fig. 26e, Fig. 27b); e cristais menores (até 1,5 mm) formam textura cumulática (Fig 26b, Fig. 27a). Por vezes agulhas de crisotila crescem perpendiculares às clivagens dos cristais. Alguns grãos estão cloritizados.

A olivina ocorre principalmente como pseudomorfos serpentinizados com textura mesh, com até 2 mm, inclusa nos cristais de piroxênios ou com textura cumulática. Alguns grãos estão preservados nos núcleos de piroxênio *intercúmulus* (Fig. 26c, Fig. 26d, Fig. 26e). São incolores, podendo ter um pleocroísmo verde-amarelado fraco. Outros cristais possuem somente os núcleos preservados, com bordas já transformadas em serpentina.

A flogopita ocorre como lamelas de até 2.5 mm disseminadas (Fig. 26a) e sem orientação preferencial (chega a proporção modal de até 35%). Possuem pleocroísmo vermelho acastanhado e por vezes formam agregados. É comum a associação com a paragênese de sulfetos e hornblenda, tendo um incremento na quantidade ao se aproximar da Camada de Cromitito Principal.

A hornblenda ocorre sempre próxima a Camada de Cromitito Principal, ou próxima aos pegmatitos. Têm pleocroísmo verde-amarelado, forma grãos

## CAPÍTULO 5 - RESULTADOS

subédricos a euédricos com até 3,5 mm, e pode estar formando textura coronada em cristais de piroxênios. Inclusões de olivina, piroxênios, cromita e sulfetos são comuns).

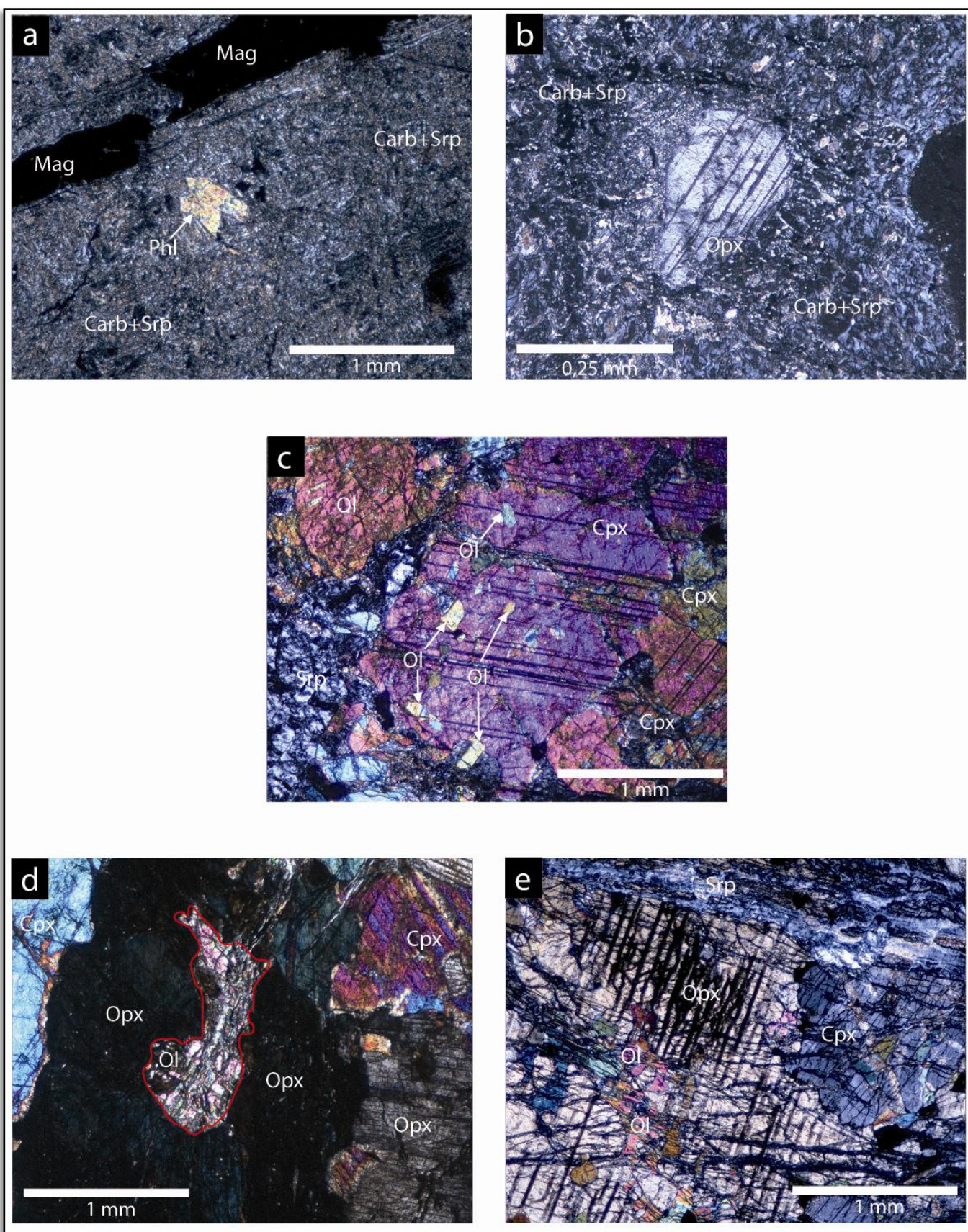
A cromita ocorre em geral como cristais finos disseminados entre os cumulos de olivina (Fig. 27d) ou como inclusão nas outras fases minerais (Fig. 27e). Formam grãos subédricos a euédricos, com o hábito octaédrico sendo abundante. Algumas porções possuem “textura em rede”, circundando pseudomorfos de olivina e cristais de piroxênios. Ocorrem fraturas preenchidas por magnetita.

Os sulfetos pirrotita  $\pm$  pentlandita (~15% dos sulfetos)  $\pm$  calcopirita (~5% dos sulfetos) ocorrem em duas situações distintas: para a maioria dos casos nesta litologia, estão disseminados pela rocha (Fig. 27c) como finos grãos com uma ou mais fases presentes e totalizando no máximo 4% de proporção modal, podendo ocorrer como agregados de até 4 mm, mas que normalmente não ultrapassam 1 mm. Bolsões de 3 cm de diâmetro *intercúmulus* também ocorrem. Podem estar inclusos nos cristais de piroxênio, olivina (pseudomórfica ou não) e cromita (Fig. 27a, Fig. 27b, Fig. 27e). A outra situação é a ocorrência na forma de veios e vênulas de até 2,5 mm associados ao carbonato e serpentina (Fig. 27d), que podem estar ao longo da foliação ou não, e que possuem maior proporção de calcopirita. Também podem estar dentro das clivagens da flogopita e dos piroxênios. Como texturas típicas destacam-se Intercrescimentos e exoluções do tipo *flame* entre pentlandita e pirrotita, comuns nas duas situações. Podem ainda ocorrer pequenos veios e inclusões de galena na pirrotita e pentlandita, de forma muito subordinada.

Nas proximidades das encaixantes é comum a presença de granada como grãos subédricos (até 3 mm) incolores ou com leve coloração rósea.

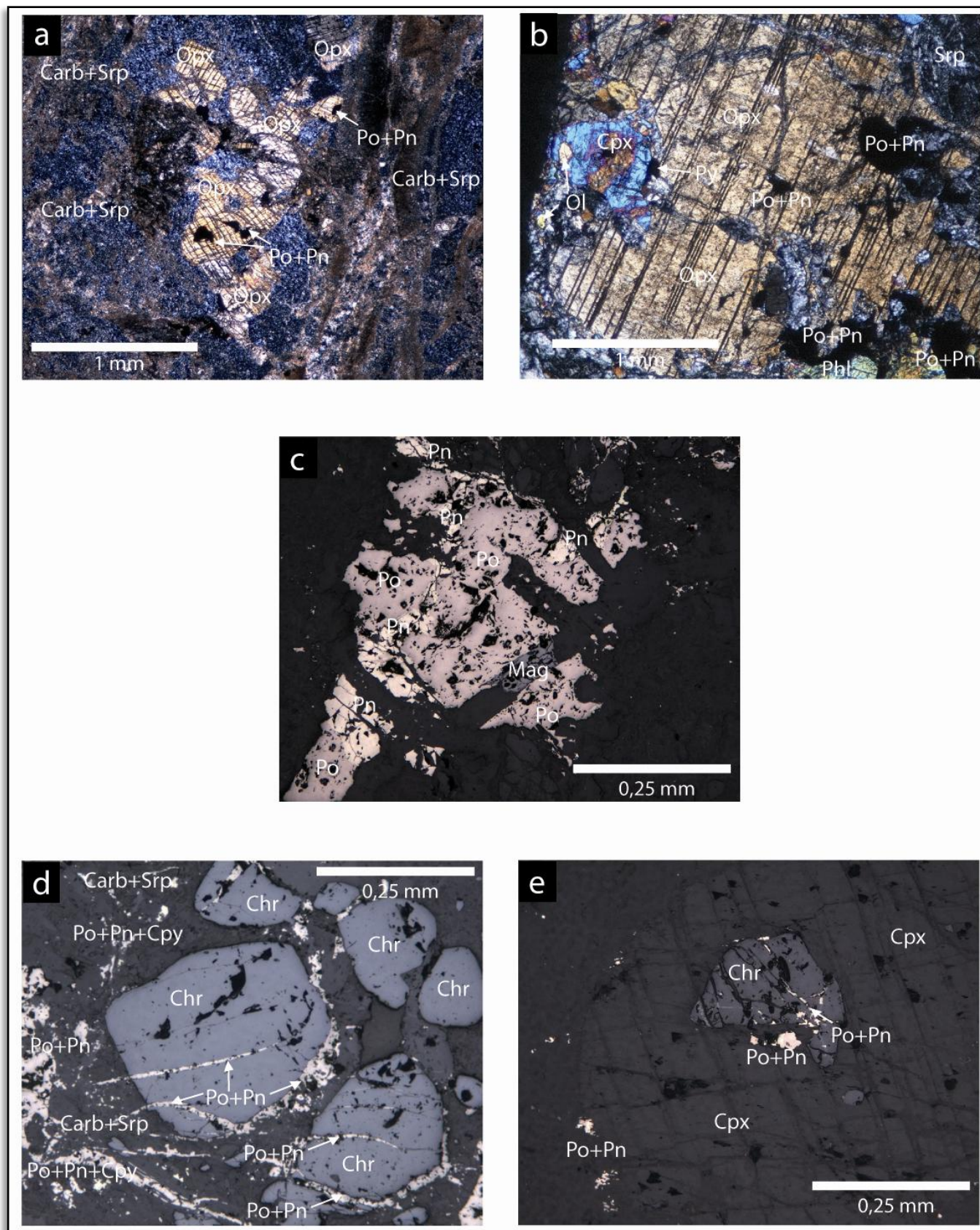
O lherzolito pode estar com mais de 70% de carbonato  $\pm$  serpentina ou ainda flogopita  $\pm$  sulfetos, tendo sido designada a terminologia de Lherzolito Metassomatizado e Lherzolito rico em sulfetos. Esta sulfetação é mais abundante próximo a Camada de Cromitito Principal e em raras situações concentra-se em até 50% da rocha formando um sulfeto maciço. Também pode apresentar até 30% de hornblenda e formar um anfibolito nas proximidades de pegmatitos.

## CAPÍTULO 5 - RESULTADOS



**Figura 26:** Feições petrográficas do lherzolito. **(a)** Lentes de magnetita orientadas em matriz de carbonato+serpentina com lamelas de flogopita isoladas. **(b)** Núcleo de Opx preservado imerso em massa de serpentina+carbonato. **(c)** Textura poiquilítica de olivinas incluídas em clinopiroxênio. **(d)** Cumulado de Cpx-Opx onde um grande cristal de Opx possui inclusão de olivina no núcleo com contatos interlobados. **(e)** Pequenos cristais de olivina incluídos em Opx

## CAPÍTULO 5 – RESULTADOS



**Figura 27:** Feições petrográficas do lherzolito. **(a)** Relictos de Cpx e Opx com inclusões de sulfetos magmáticos, imersos em matrix de carbonato+serpentina. Diversas venulações de carbonato com serpentina subordinada cortando este intervalo. **(b)** Relicto de Opx incluindo sulfetos e parcialmente Cpx. **(c)** Textura típica dos sulfetos - intercrescimento de pirrotita e pentlandita, cortado por veio de carbonato+serpentina com magnetita associada. **(d)** Sulfetos remobilizados para venulações e fraturas que cortam cristais de cromita. **(e)** Cristal de clinopiroxênio incluindo sulfetos e cromita, que é cortada por fraturas preenchidas por sulfetos.

### 5.2.3. PIROXENITO

O piroxenito é um olivina websterito e possui coloração cinza escura. É foliado com textura equigranular média a grossa e até 35% de serpentinização. Textura *adumulática* também é reconhecível com clinopiroxênio-ortopiroxênio-olivina-cromita. Flogopita é abundante e localmente constitui mais de 40% da paragênese, formando flogopititos (Fig. 28d). Carbonato ocorre disseminado (Fig. 29a) ou em vênulas de até 1 mm (Fig. 28a) que cortam toda a rocha. Sulfetação intersticial (*intercúmulus*) é comum (Fig. 28c, Fig. 28d, Fig. 28e), chegando até 15% e, mais raramente, em fraturas e veios milimétricos (Fig. 29f, Fig. 30a). Alguns intervalos com até 5 cm formam sulfetos maciços. Presença de pequenos níveis com até 2 cm de espessura de cromititos com magnetita.

Alguns intervalos onde esta litologia está presente apresentam abundância de sulfetos, tendo sido designados como Piroxenito rico em sulfetos. A abundância de piroxenitos tende a aumentar com a progressão da estratigrafia, e a sulfetação com a proximidade da Camada de Cromitito Principal.

O clinopiroxênio (até 25%) é subédrico a anédrico, incolor, fraturado, possui até 2 mm e localmente está com processos de cloritização. Alguns grãos possuem maclas e outros estão com feições de reação e contatos interlobados. Podem ter inclusões de ortopiroxênio e olivina pseudomórficas, flogopita e cromita (Fig. 28a, Fig. 28c, Fig. 28e).

O ortopiroxênio (até 20 %) é incolor, subédrico, por vezes serpentinizado formando pseudomorfos, e possui inclusões de ortopiroxênio e olivina. Em geral tem até 1 mm de tamanho mas pode alcançar 3 mm em raras situações.

A olivina é rara e ocorre geralmente como pseudomorfos serpentinizados com até 0,8 mm ou como inclusões.

A cromita é menos comum que nos dunitos, forma grãos subédricos a euédricos isolados, e está disseminada entre piroxênios ou como inclusão nas outras fases minerais (Fig. 28a, Fig. 28b, Fig. 29d). Raramente “possui textura em rede”, sendo mais comum próximo aos níveis de cromititos com



## CAPÍTULO 5 - RESULTADOS

magnetita. Ocorrem inclusões de sulfetos muito pequenos nos cristais de cromita, constituindo importante informação genética e petrológica (Fig. 29f, Fig. 30b).

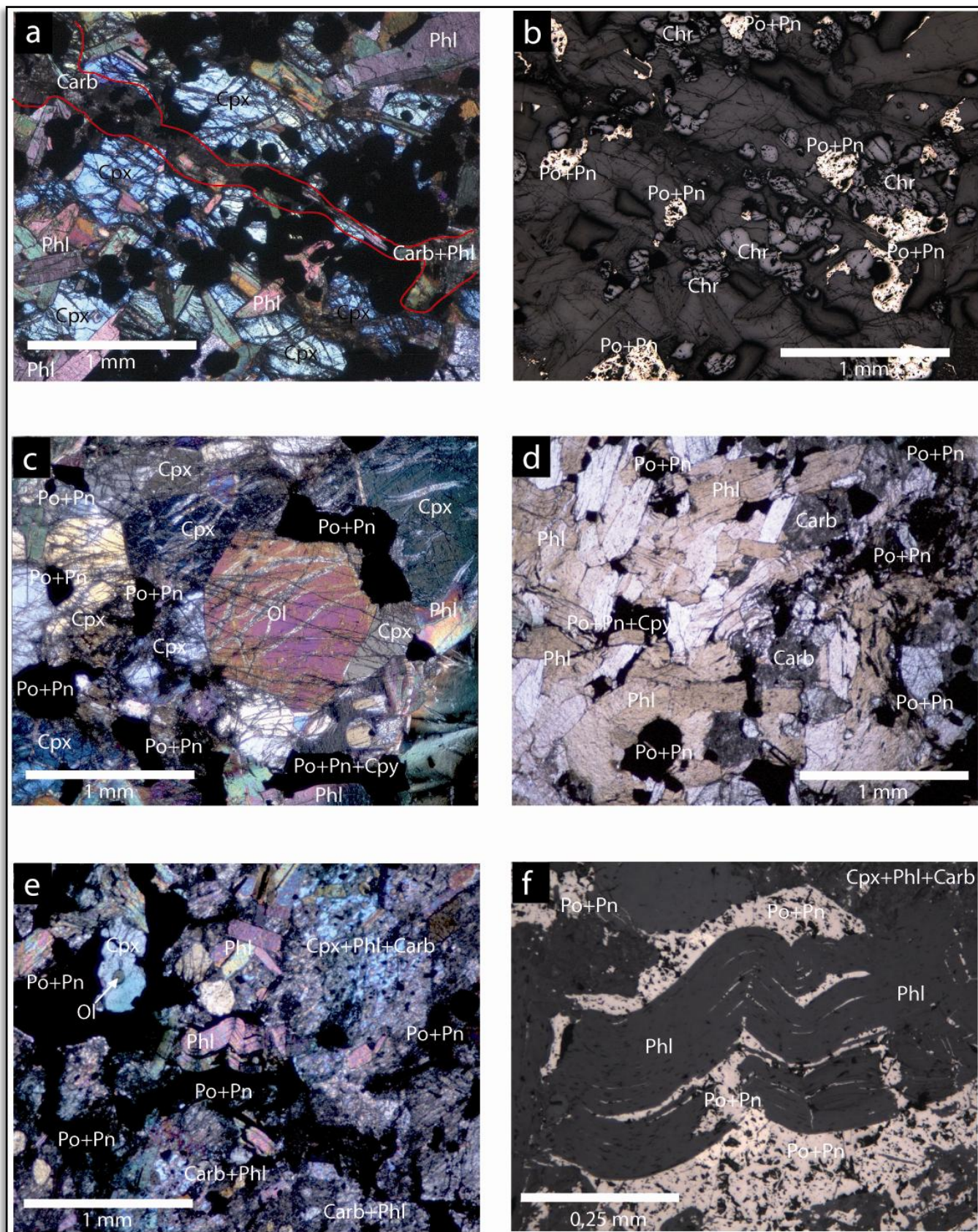
A flogopita forma lamelas finas e médias (até 2 mm), com pleocroísmo vermelho acastanhado-incolor e não possuem orientação (Fig. 28a, Fig. 28d, Fig. 28e). Localmente se concentram a mais de 40% formando flogopitito (Fig. 28d) e é comum a associação com hornblenda e sulfetos. Algumas lamelas são interciais nos piroxênios e olivinas, estando com clivagens preenchidas por sulfetos, dobradas e com “*kink bands*” (Fig. 28e, Fig. 28f).

A hornblenda é subédrica a euédrica, com até 5 mm, e é abundante neste litotipo (até 30%). Possui pleocroísmo que varia de verde acastanhado a verde amarelado e é comum estar associada à flogopita e sulfetos. Alguns grãos estão cloritizados e outros possuem inclusões de flogopita, cromita, sulfetos, ainda piroxênios e raros pseudomorfos de olivina.

As paragêneses e formas de ocorrência dos sulfetos no piroxenito são muito semelhantes à do Iherzolito, estando ou intersticial disseminada (Fig. 28b, Fig. 28c, Fig. 28d, Fig. 28e, Fig. 29c) e como inclusões, podem estar associados com carbonato+serpentina ou (Fig. 29a), formar veios, vênulas, ao longo da foliação e dentro de clivagens (Fig. 28e, Fig. 28f). A pirrotita é o principal sulfeto e forma grãos intersticiais isolados ou associados às outras fases (Fig. 29b, Fig. 29c, Fig. 29d, Fig. 29e). É comum intercrescimentos (Fig. 29b, Fig. 29c, Fig. 29d) e exoluções do tipo *flame* (Fig. 29c, Fig. 29e) com a pentlandita. Pode estar inclusa em cristais e pseudomorfos de olivina e piroxênios ou na cromita (Fig. 29f, Fig. 30b). A pentlandita (até 10% dos sulfetos) ocorre como grãos subédricos a anédricos associada aos outros sulfetos. Pode formar agregados de até 0,5 mm de diâmetro. A calcopirita é rara e é mais abundante quando em veios (Fig. 30a), na foliação e clivagens. Forma grãos anédricos associados ou inclusos na pirrotita/pentlandita (Fig. 29b), e mais raramente isolados (Fig. 29f).

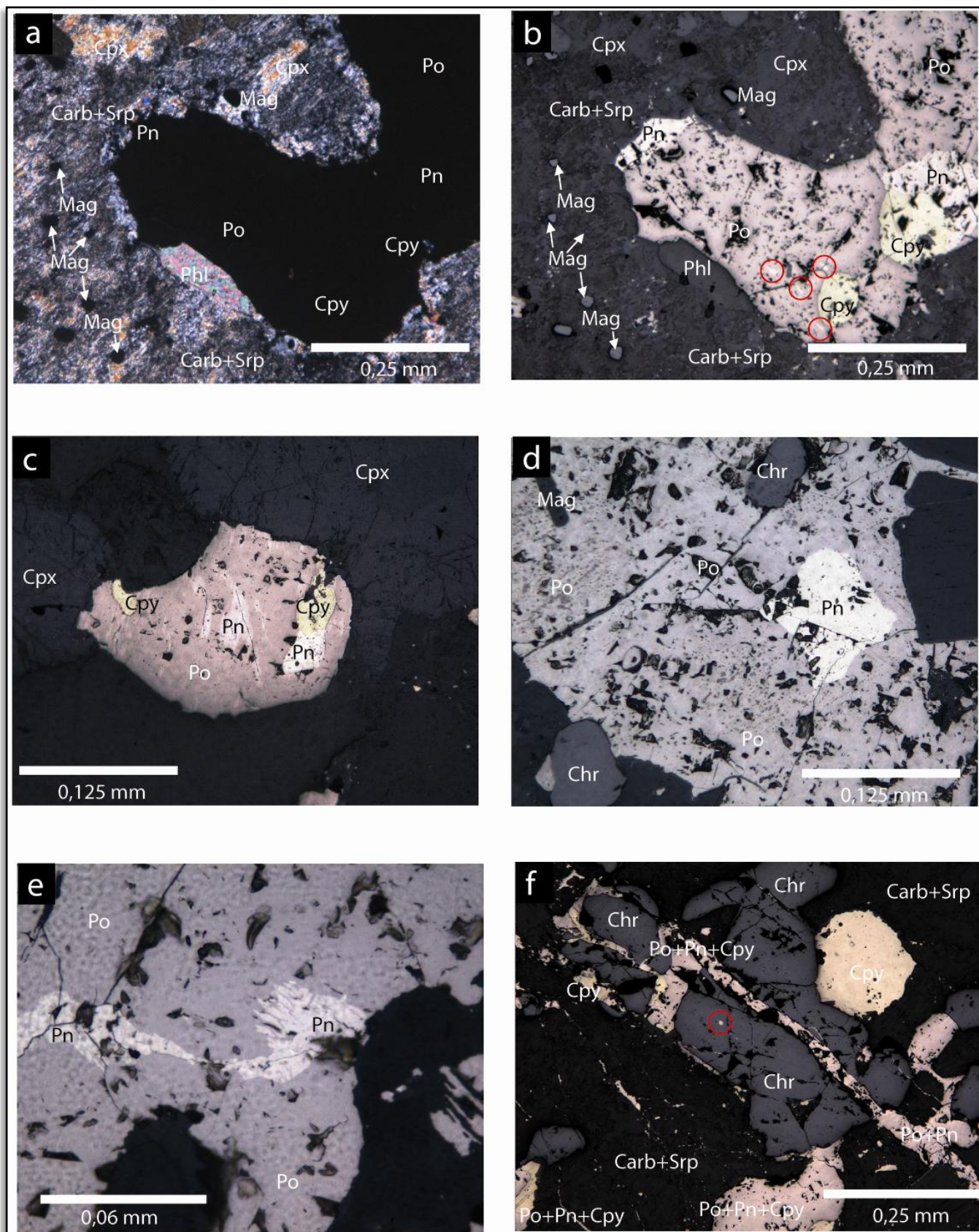
A relação textural entre a cromita e os sulfetos, com os sulfetos inclusos na cromita ou englobando a mesma, merece destaque para as considerações finais.

## CAPÍTULO 5 - RESULTADOS

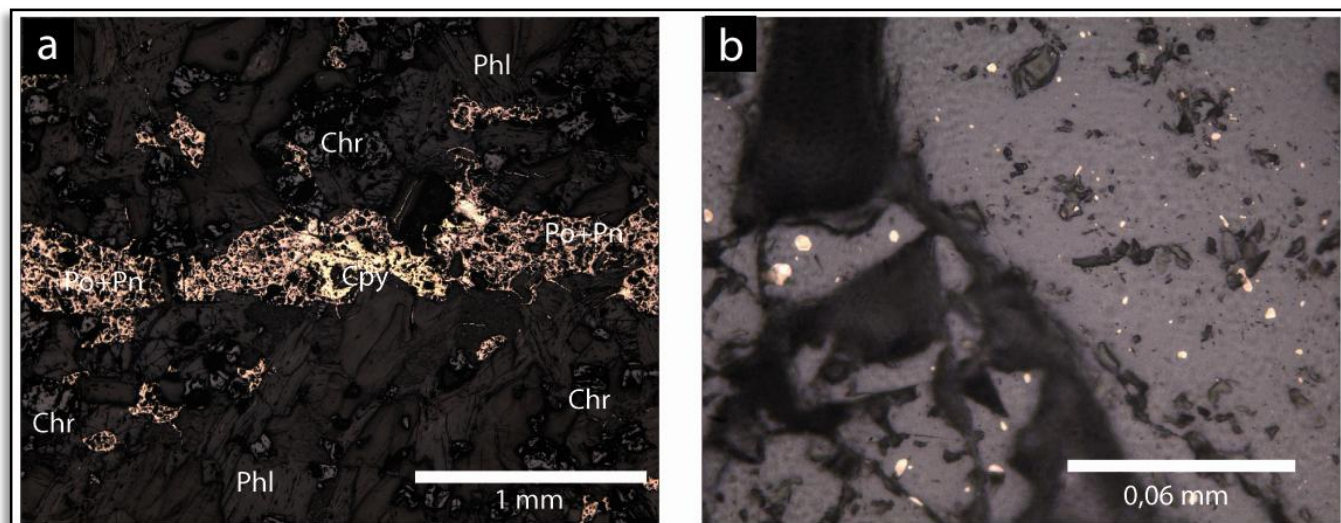


**Figura 28:** Feições petrográficas do piroxenito. **(a)** Cpx intercúmulus englobando cromita e sulfetos magmáticos, cortado por veio de carbonato+flogopita em nicóis cruzados, e em luz refletida **(b)**, destacando a paragénesese de minério. **(c)** Cumulado de olivina-clinopiroxênio, com sulfetos intersticiais de formato côncavo. Alguma flogopita associada. **(d)** Flogopitito em luz natural com sulfetos disseminados, associado a carbonato. **(e)** Flogopitito com carbonato associado, sulfetos disseminados e remobilizados para dentro das clivagens de flogopitas com textura “kink”. Nota-se uma pequena inclusão de Ol em Cpx no canto superior esquerdo. Nicóis cruzados. **(f)** Detalhe da lamela de flogopita dobrada no centro da fotomicrografia (e), evidenciando o intercrescimento entre pirrotita e pentlandita.

## CAPÍTULO 5 – RESULTADOS



**Figura 29:** Feições petrográficas do piroxenito. **(a)** Halo de carbonato+serpentina e flogopita ao redor de agregado de sulfetos. Ainda ocorrem alguns relictos de Cpx além de magnetita disseminada em nicóis cruzados. **(b)** Mesmo agregado de sulfetos que em (a), mostrando intercrescimento entre pirrotita, pentlandita e calcopirita, com pequenas exoluções de pentlandita na pirrotita próximas a uma inclusão de calcopirita e destacadas pelos círculos vermelhos. Luz refletida. **(c)** Detalhe de sulfetos intersticiais entre cristais de clinopiroxênio. Pirrotita intercrescida com pentlandita e calcopirita, com exoluções de pentlandita no centro. **(d)** Inclusão de pentlandita e cromita em pirrotita. **(e)** Exolução do tipo *flame* de pentlandita em pirrotita. **(f)** Veio de sulfetos remobilizados interceptando cromita magmática. Também uma inclusão de sulfeto magmático realçada pela elipse vermelha.



**Figura 30:** Feições petrográficas do piroxenito. **(a)** Veio de sulfeto remobilizado evidenciando o aumento na proporção de calcopirita. **(b)** Diversas inclusões pequenas de sulfetos em cristal de cromita.

#### 5.2.4. CROMITITO

O cromitito maciço está restrito a pequenos níveis intercalados ao longo da estratigrafia ou à Camada de Cromitito Principal. Possui pouca serpentinização e a associação com flogopita intersticial é comum nas zonas mais maciças. Nos locais onde há um aumento na proporção de silicatos, a textura em rede predomina. Podem ocorrer veios de magnetita nas pequenas camadas de cromititos com magnetita, ou quando na presença de abundante serpentinização.

A cromita é euédrica a subédrica, possui até 0,5 mm e pode chegar até 90% de proporção modal. Nas porções onde há poucos silicatos os grãos formam contatos poligonais. Alguns grãos possuem uma zonação de tonalidade de cinza escuro no centro para cinza claro nas bordas.

A serpentina ocorre substituindo grãos de olivina e piroxênio, ou em pequenos veios (0,02 mm) que cortam as cromitas. A associação com magnetita muito fina disseminada é comum.

Flogopita ocorre como lamelas finas intersticiais, sendo representativa somente na Camada de Cromitito Principal.

#### 5.2.5. GABRO

O gabro só ocorre no topo do *sill* e é um olivina gabronorito. Possui textura equigranular média (Fig. 31a) e fraturamento é comum. Apresenta no máximo 4% de sulfetação e 4% de cromita. Serpentinização ausente.

## CAPÍTULO 5 - RESULTADOS

Ocorrem cumulos de olivina-cromita-clinopiroxênio-ortopiroxênio-sulfetos circundados por plagioclásio intercúmulus (Fig. 31b).

A olivina (máx. 10%) possui faces arredondadas, é incolor, forma cumulos com grãos de piroxênios ou pode estar totalmente inclusa em plagioclásio.

O ortopiroxênio (~15%) é incolor, subédrico, possui no máximo 1 mm e pode estar parcialmente incluso em cristais de plagioclásio. Possui poucas inclusões de cromita e sulfetos.

O clinopiroxênio (~20%) é subédrico, incolor, fraturado, e possui até 1,2 mm. Pode estar parcialmente incluso em plagioclásio e ter clivagens e fraturas preenchidas por sulfetos.

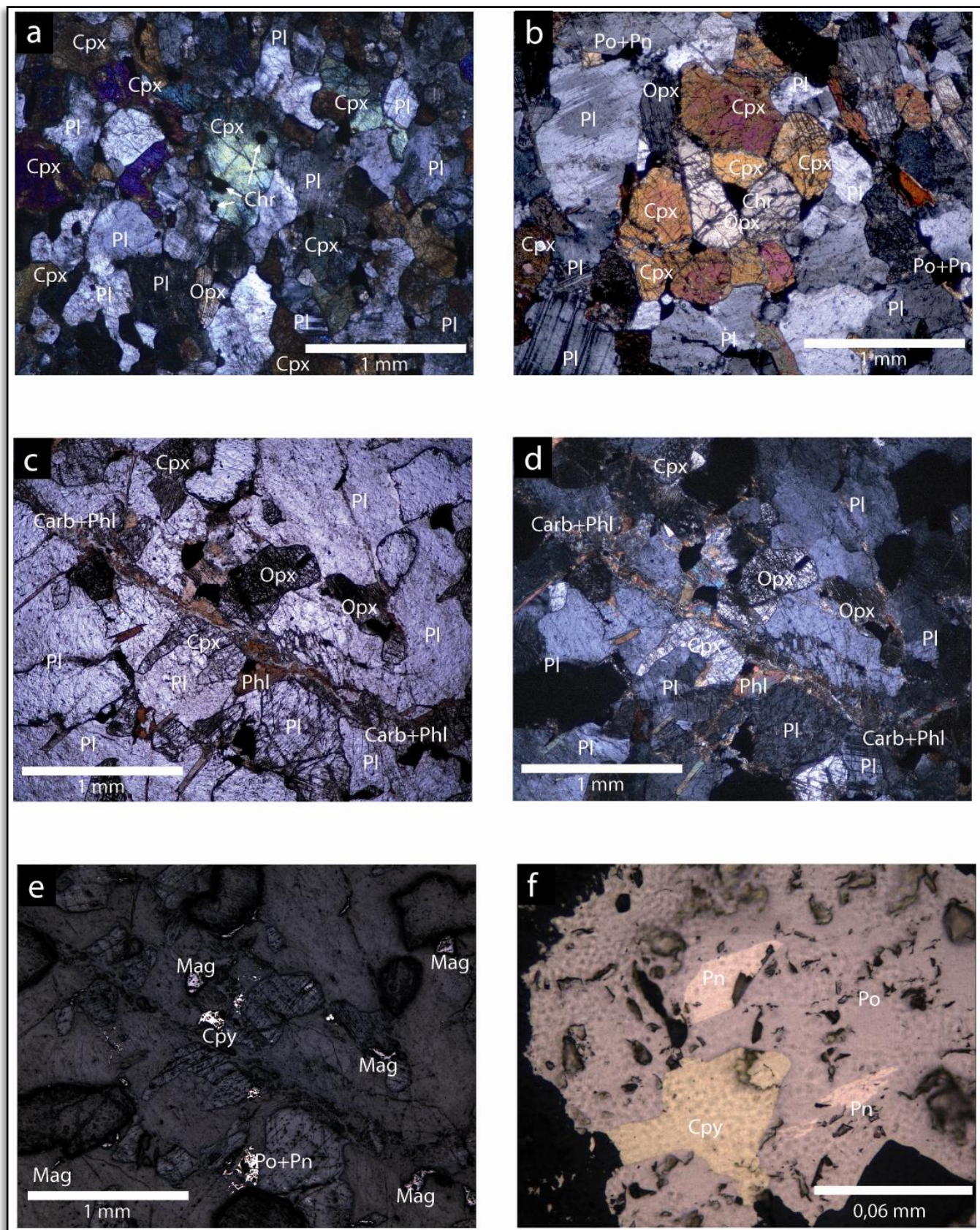
O plagioclásio forma cristais intercúmulus subédricos a anédricos um pouco maiores que a olivina e os piroxênios (~2 mm) (Fig. 31a, Fig. 31b) Inclui totalmente olivinas e parcialmente piroxênios. Possui macla descontínua "lenticular" (Fig. 31b), por vezes deformada e curvada. Alguns grãos menores e mais arredondados podem estar inclusos em piroxênios, mesmo que a maior parte englobe parcialmente estes. O teor de anortita varia de 50 a 75% em peso.

A flogopita (máx. 3%) forma finas lamelas de pleocroísmo vermelho acastanhado-incolor, disseminadas entre os grãos ou condicionadas às fraturas associadas com carbonato (Fig. 31c).

A cromita forma cristais subédricos a anédricos disseminados ocupando os interstícios dos silicatos, principalmente nos cumulos com piroxênios (Fig. 31b). Mais raramente pode estar mais fina inclusa em olivina e piroxênios.

Os sulfetos podem estar disseminados entre os silicatos e cromita, inclusos nestes, formar finos veios (<0.06 mm) associados a carbonato e flogopita, ou estar preenchendo fraturas e clivagens. Quando disseminados, formam agregados finos côncavos (Fig. 31d, Fig. 31e) de pirrotita>pentlandita>calcopirita. Podem estar inclusos em cristais de cromita. Intercrescimentos entre po e pn e exoluções são comuns em todos os casos (Fig. 31e). Nas duas ultimas situações formam grãos anédricos, menores, e mais segmentados, basicamente de pirrotita.

## CAPÍTULO 5 – RESULTADOS



**Figura 31:** Feições petrográficas do gabro. **(a)** Textura geral da rocha. Notam-se inclusões de cromita em cristal de Cpx. **(b)** Cumulado de piroxênios e cromita no centro. Cristais de plagioclásio com macla irregular circundam o cumulado, com alguns sulfetos disseminados intersticiais. **(c)** Opx parcialmente incluído em plagioclásio com alguns sulfetos e magnetita disseminados. Um veio de carbonato+flogopita também com sulfetos corta a rocha. Luz natural. **(d)** Mesma imagem que (c) em nicóis cruzados. **(e)** Luz refletida de (c) e (d), mostrando calcopirita associada ao veio, pirrotita+pentlandita e magnetita disseminadas. **(f)** Textura típica dos sulfetos, com intercrescimento de Cpy e Po, inclusão de Pn na Po e exolução de Pn do tipo *flame*.

### 5.3 MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA

A seguir serão apresentadas imagens de elétrons retroespalhados (BSE) juntamente com dados de Espectroscopia por Dispersão de Energia (EDS), para amostras que continham minerais de minério que não puderam ser identificados de forma conclusiva pela petrografia em luz refletida, muitas vezes devido ao diminuto tamanho dos minerais. O carbono presente nas quantificações é devido à metalização por carbono.

A Figura 32 exibe inclusões de pentlandita e cromita em pirrotita, atestando contemporaneidade na formação de sulfetos e óxidos.

A Figura 33 mostra que o preenchimento de fraturas em grãos de cromita é formado essencialmente por óxido de ferro, o que aliado as características anteriormente observadas na petrografia sugere tratar-se de magnetita.

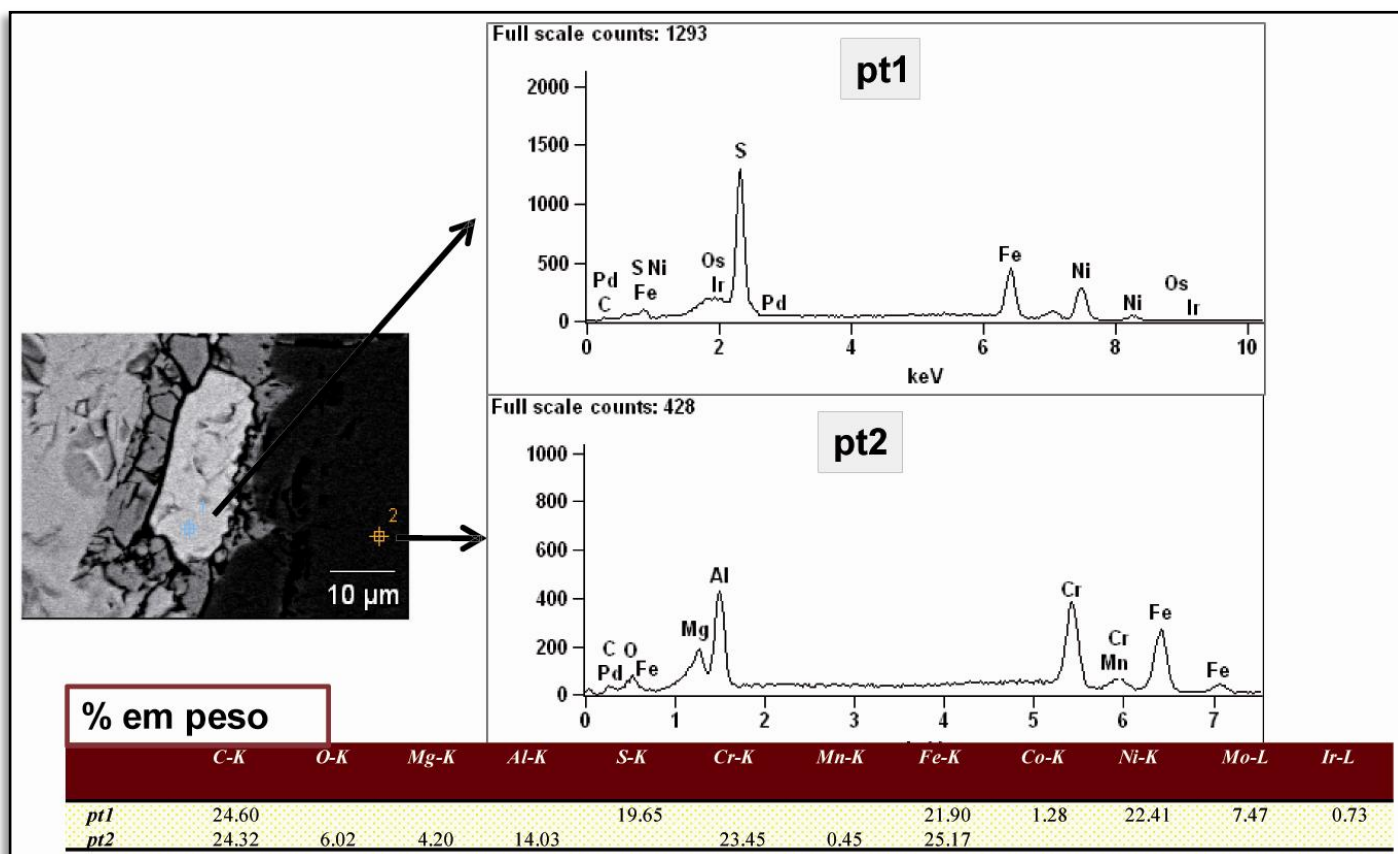
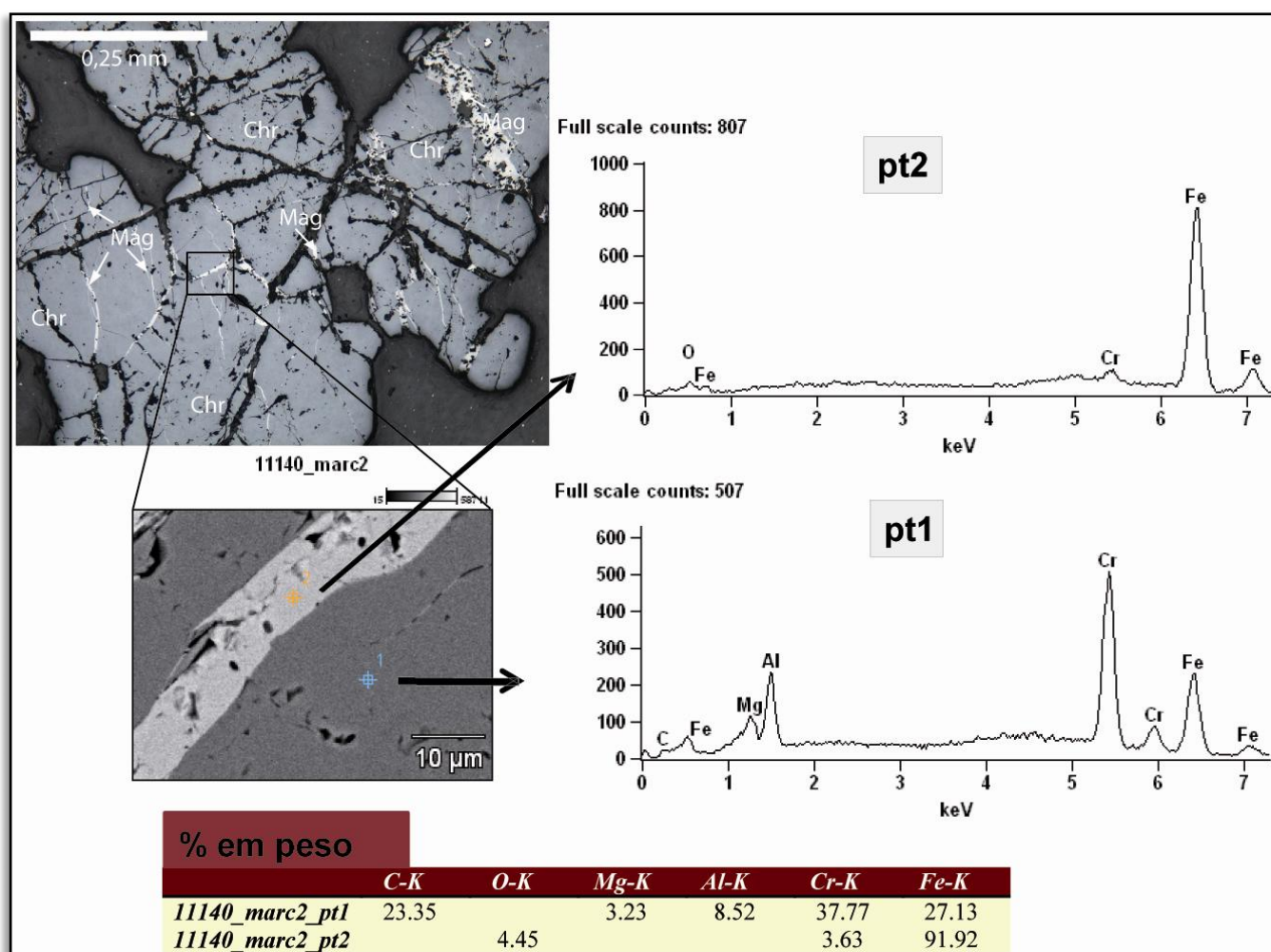


Figura 32: Inclusão de pentlandita (pt. 1) e cromita (pt. 2) em pirrotita. Amostra VM1 - 96,32, Iherzolito.



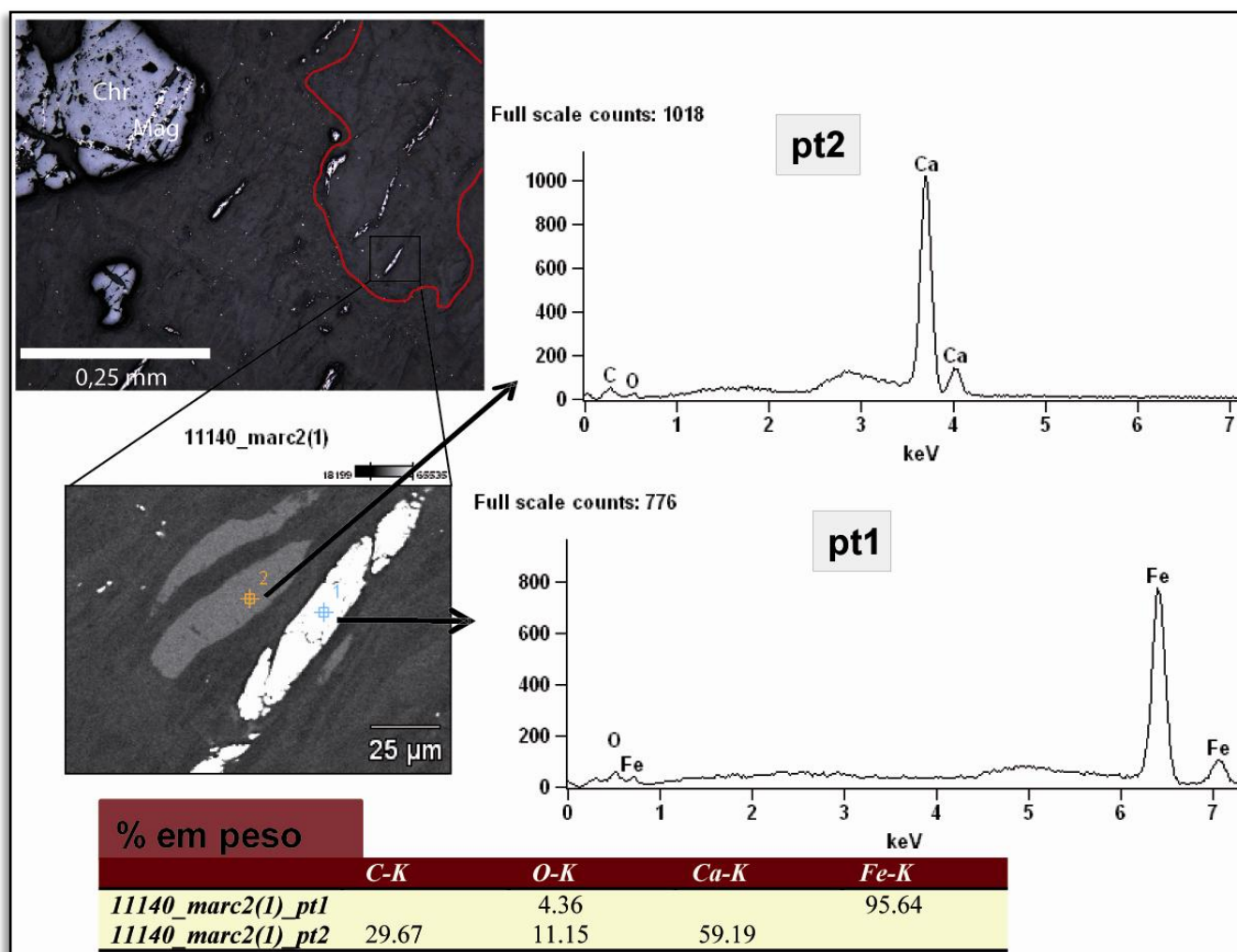
**Figura 33:** Cromita (pt 1) com fraturas preenchidas por magnetita (pt 2), fotomicrografia em luz refletida acima e a esquerda. Amostra VM1 – 111,40, dunito.

A Figura 34 exibe um pseudomorfo de olivina serpentinizada com fraturas preenchidas por carbonato e óxido de ferro (magnetita provavelmente), associados à serpentina, e que continuam ao longo da foliação.

A Figura 35 mostra sulfetos inclusos em cromita. As diferenças composicionas no detalhe de um cristal de pentlandita podem ser observadas. As porções mais escuras contêm uma média de pesos atômicos menor que as porções claras, e a análise de EDS evidencia menos conteúdo de Ni. Esta perda pode estar relacionada ao fraturamento dessa amostra.

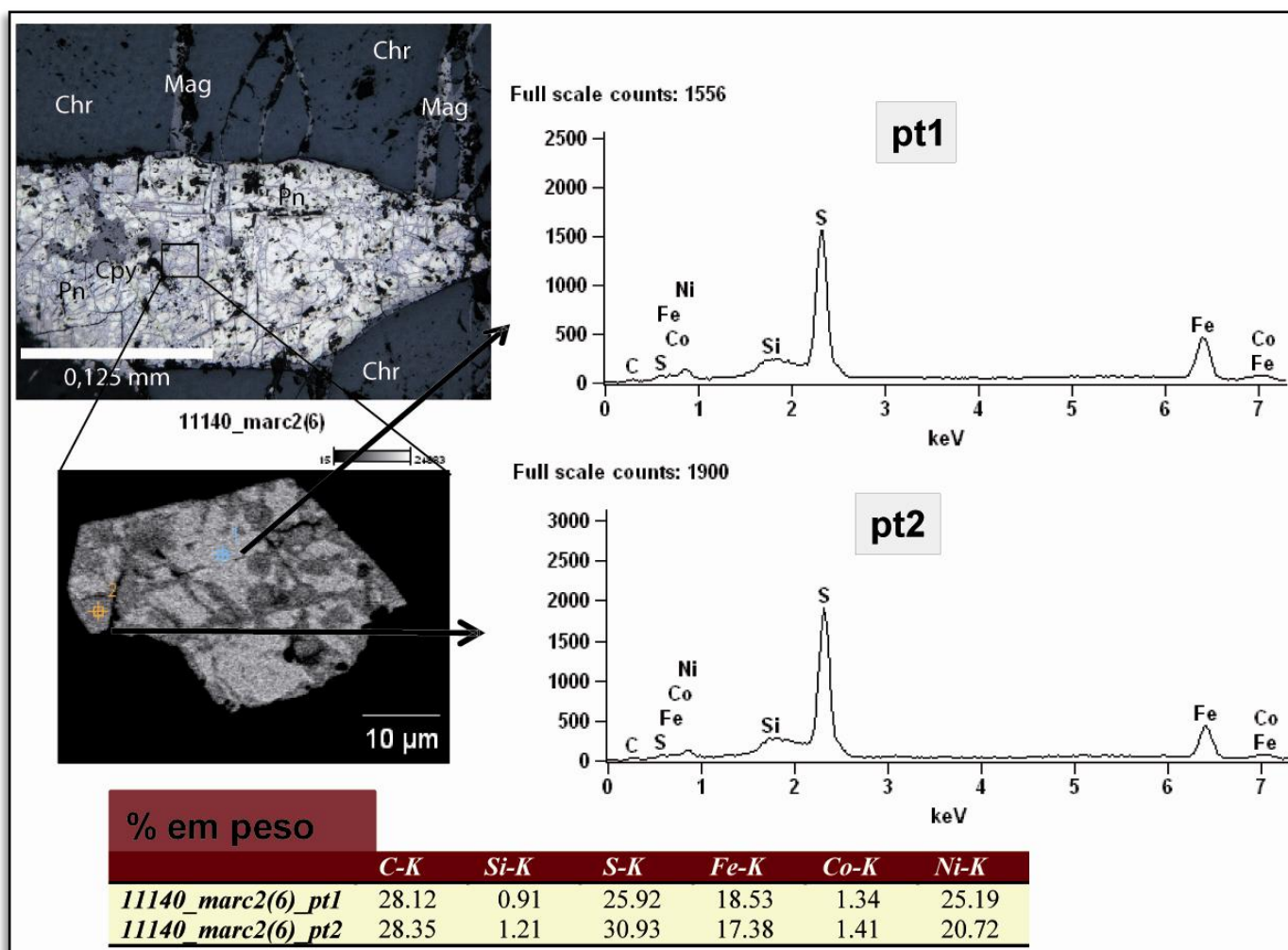


## CAPÍTULO 5 - RESULTADOS



**Figura 34:** Bastonetes de magnetita (pt 1) associados a pequenos veios de carbonato (pt 2)+serpentina, paralelos a foliação e, inclusive, associados a textura mesh de pseudomorfos de olivina serpentinizada (destacado em vermelho na fotomicrografia do canto superior esquerdo). Amostra VM1 - 111,40, dunito.

## CAPÍTULO 5 - RESULTADOS



**Figura 35:** Diferenças composicionais em um cristal de pentlandita incluído em cromita cortada por fraturas preenchidas por magnetita. As partes escuras (pt 2) estão empobrecidas em Ni, provavelmente relacionadas ao fraturamento. Amostra VM1 – 111,40, dunito.

A Figura 36 exibe uma diminuta inclusão de galena em um cristal de pentlandita, associada a um veio. Na petrografia ótica de luz refletida a galena não havia sido observada.

A Figura 37 mostra um intercrescimento típico entre as fases sulfetadas, pirrotita e pentlandita, destacando-se a morfologia dos grãos.

## CAPÍTULO 5 - RESULTADOS

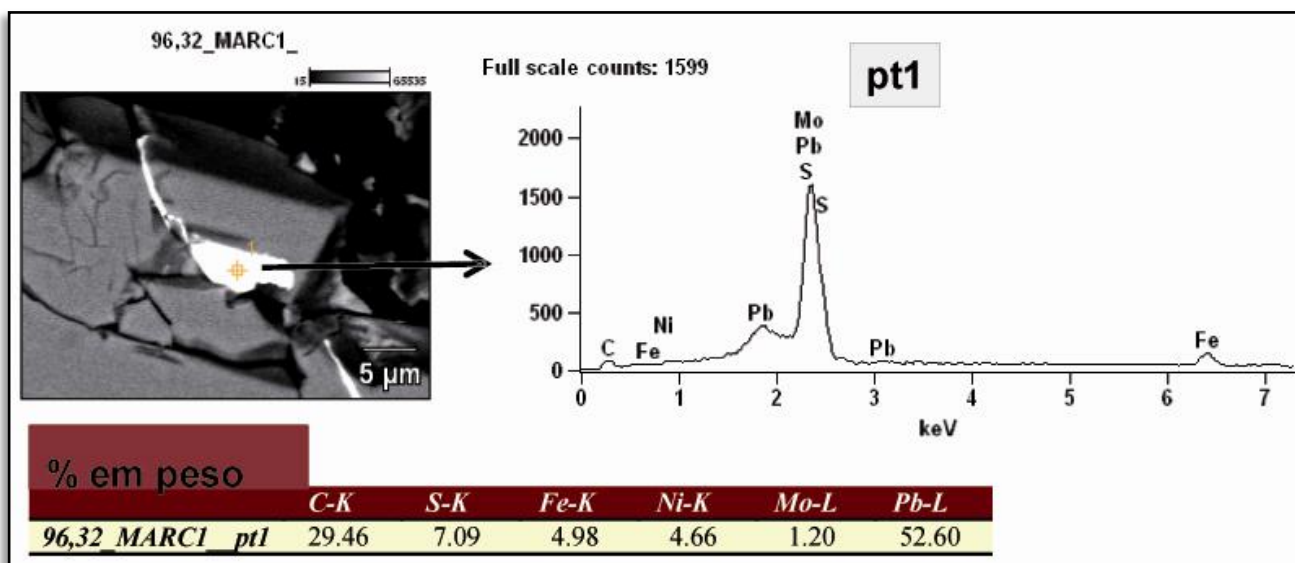


Figura 36: Veio com galena (pt 1) em cristal de pentlandita.

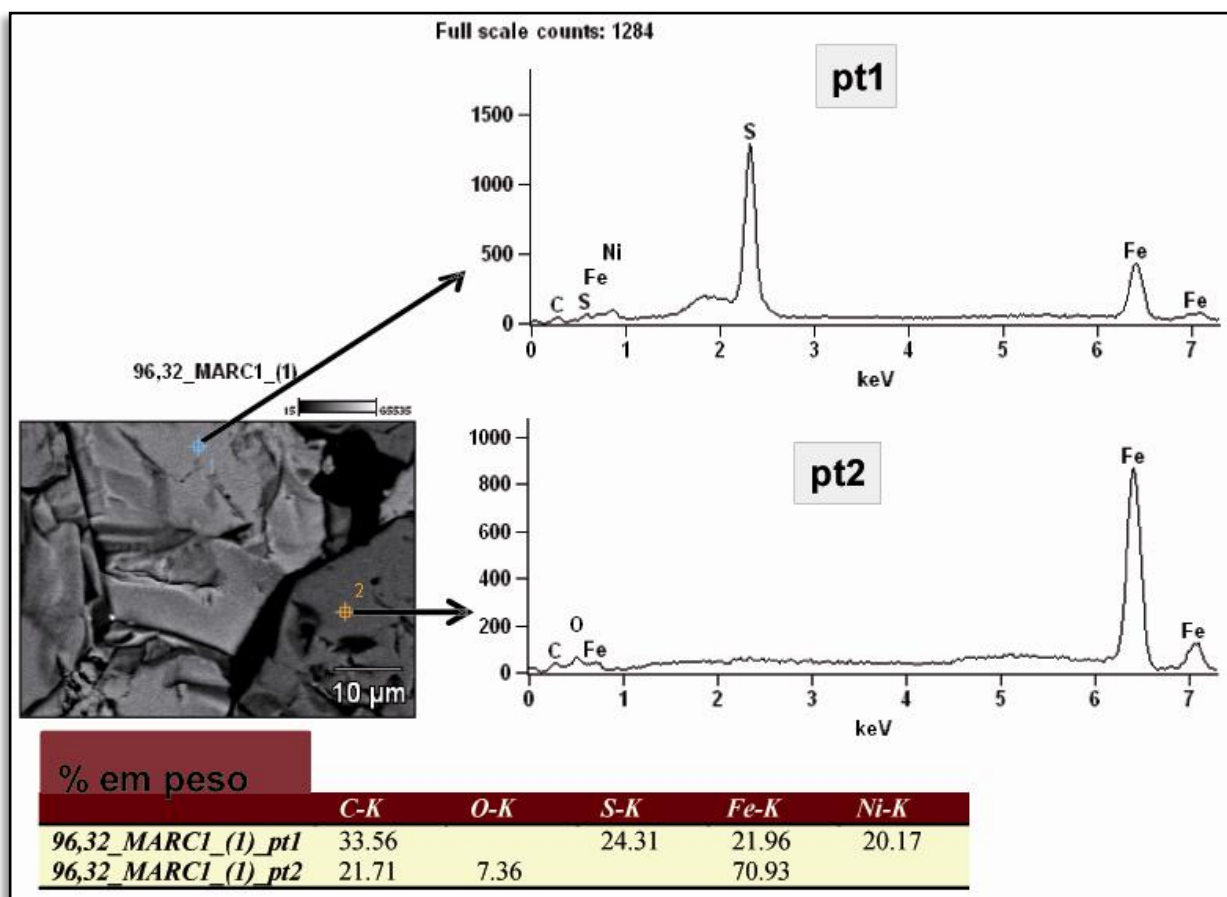


Figura 37: Composições típicas dos sulfetos presentes na amostra VM1 – 96,32, que é um lherzolito. Pode-se reconhecer um intercrescimento entre pentlandita (pt 1) e pirrotita (pt 2).

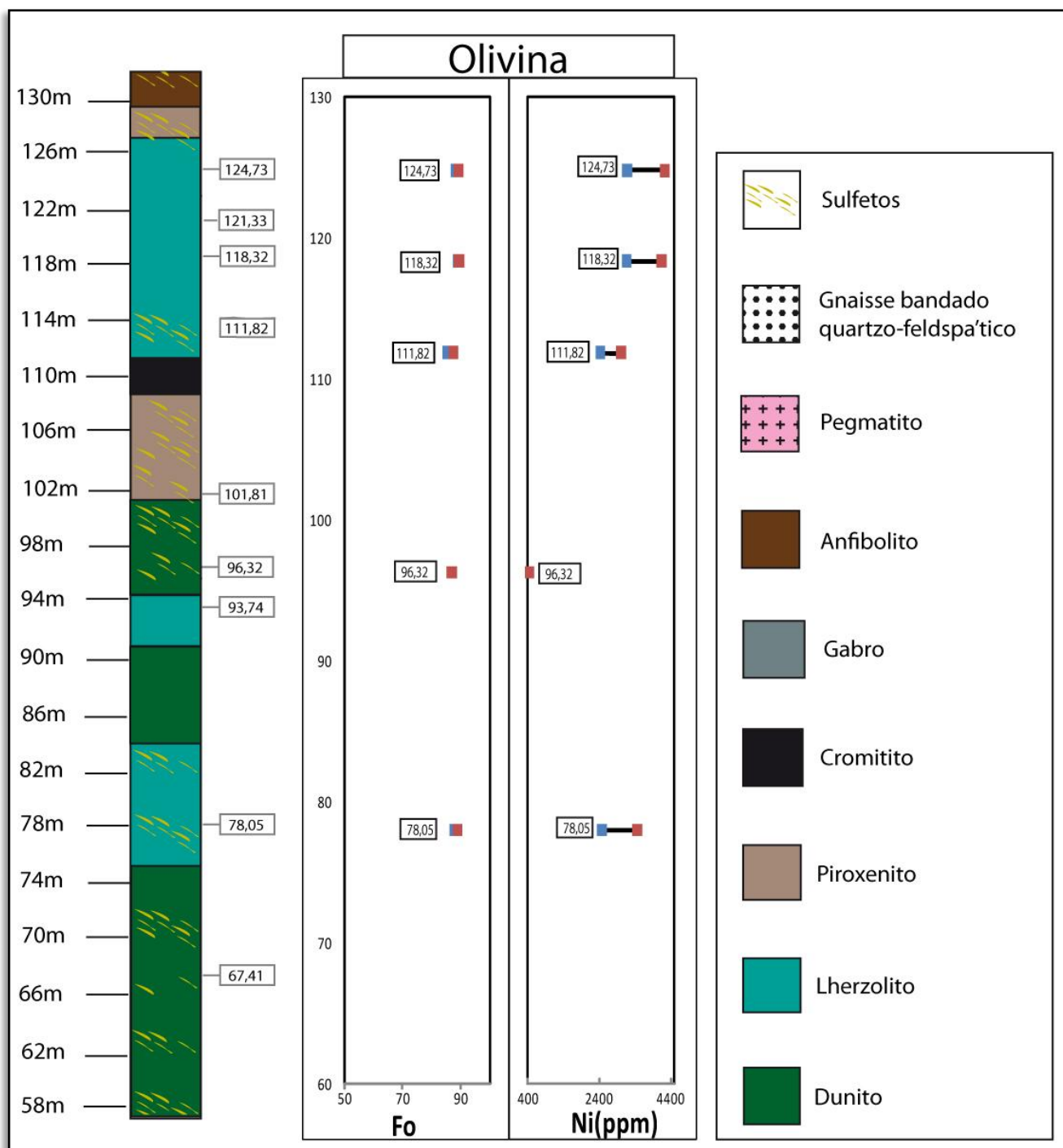
## **5.4 QUÍMICA MINERAL**

Os dados de química mineral obtidos ao longo da estratigrafia do *Sill* Várzea do Macaco são apresentados nas figuras 38, 39 e 40. Oitenta e seis pontos analíticos foram obtidos a partir de 11 lâminas petrográficas (Quadro 2) de lherzolitos com composição modal similar. O objetivo destas análises foi investigar a variação crítica da razão de Mg ( $100\text{Mg}/[\text{Mg}+\text{Fe}]$ ) em olivina e em piroxênios ao longo da estratigrafia do *Sill* Várzea Macaco. Os teores de Ni também foram monitorados com o objetivo de observar o comportamento deste elemento, particularmente nas proximidades dos intervalos mineralizados. Os cálculos consideraram a base de 4 oxigênios para olivina e 6 para os piroxênios.

Os resultados obtidos mostram que a razão de Mg (Forsterita) na olivina e a razão de Mg (Enstatita) nos piroxênios são praticamente constantes ao longo da Unidade Ultramáfica Inferior, embora mostrem um pequeno decréscimo no intervalo imediatamente abaixo do cromitito. Após o minério, os teores de Forsterita (Fo) e Enstatita (En) mostram um suave aumento. O conteúdo de Ni, em geral, mostra uma correlação positiva com a razão de Mg, exceto no intervalo entre 96m a 101m. Neste intervalo, o teor de Ni decresce e apresenta os menores valores observados, 432 ppm em Ol, 125 ppm em Opx e chegando a estar ausente em Cpx. Este mesmo intervalo apresenta as maiores concentrações de sulfeto, que variam de 5% a 30%.

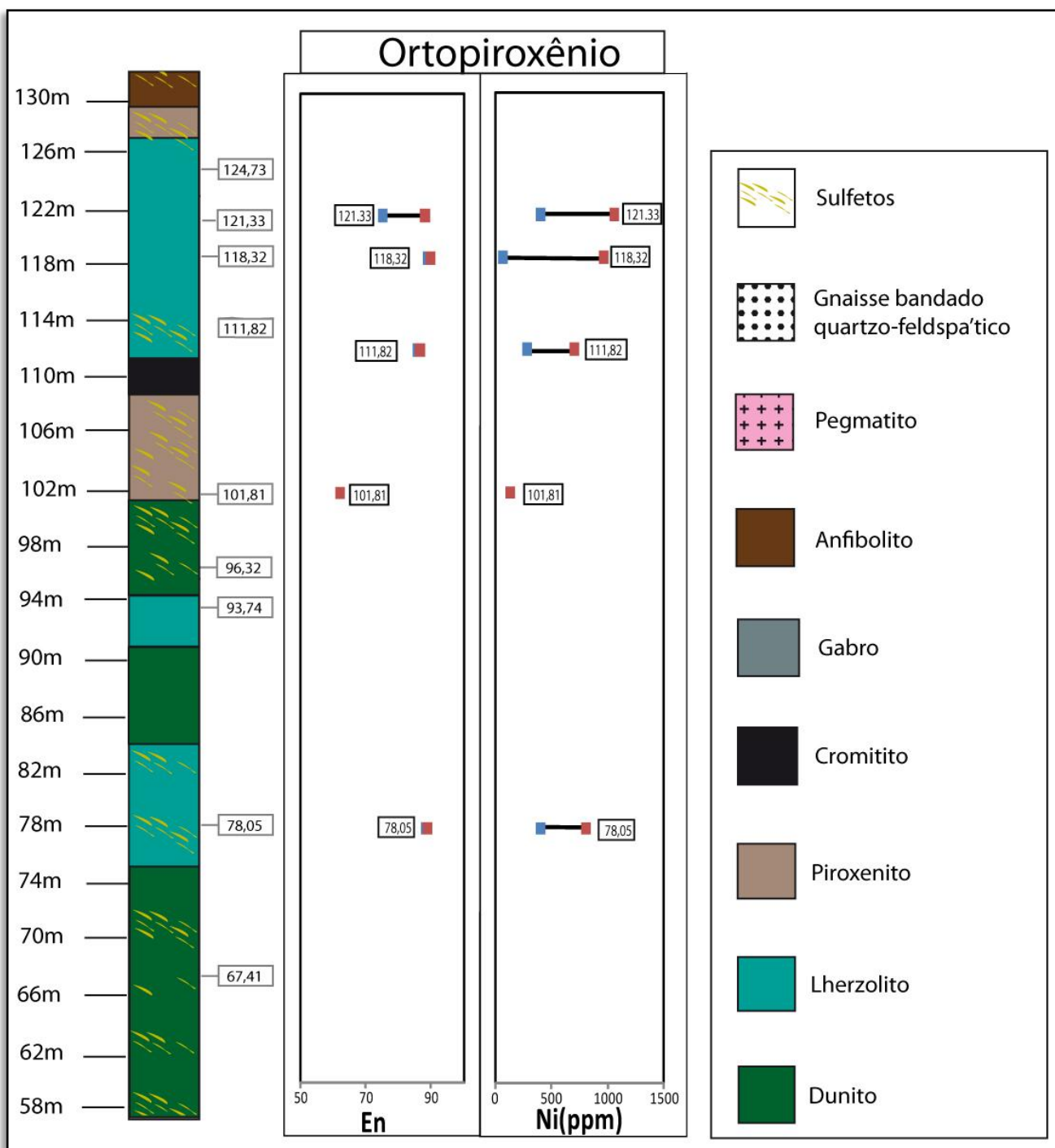
As tabelas com os dados completos estão no Anexo I desta monografia.

## CAPÍTULO 5 - RESULTADOS



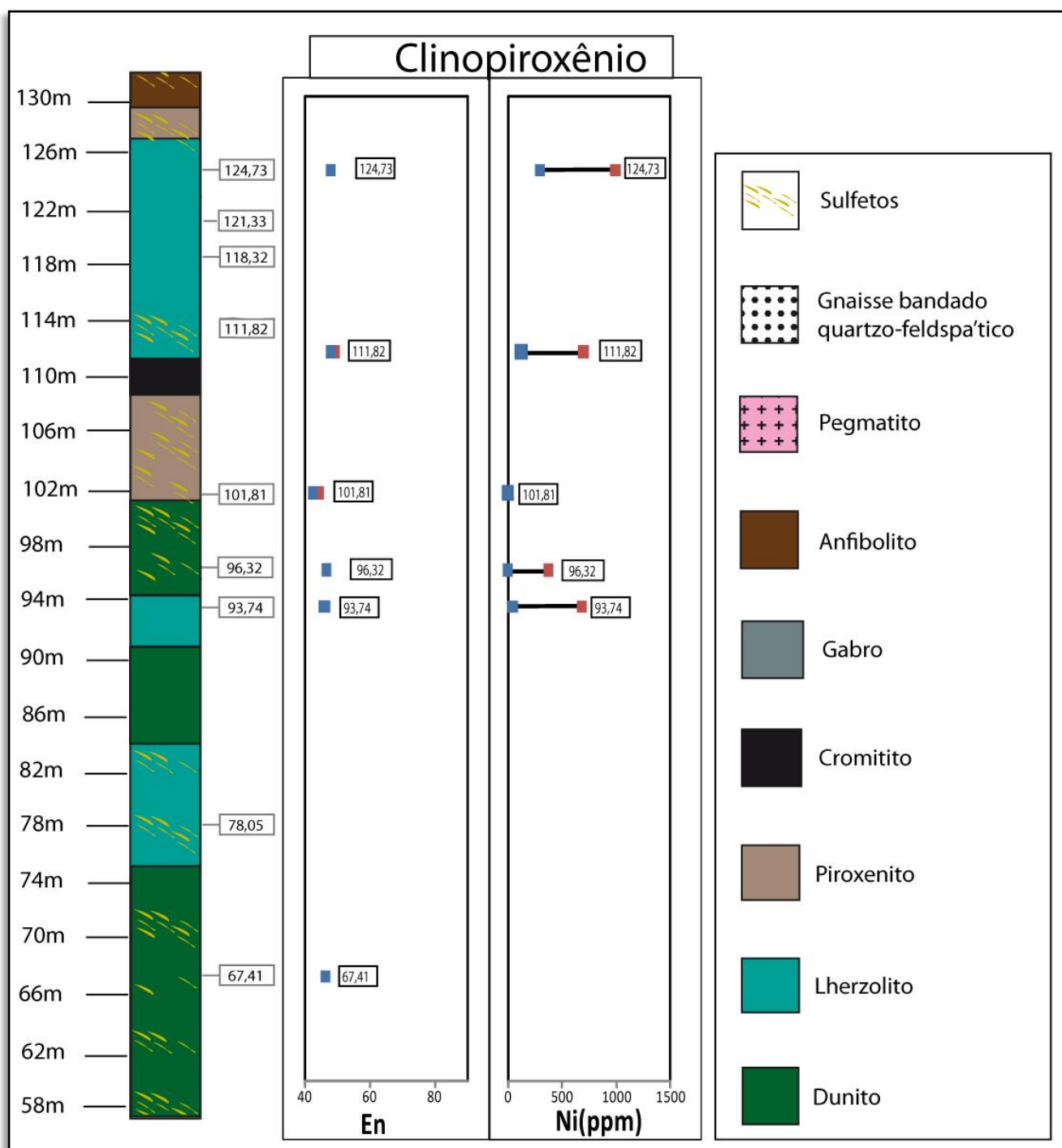
**Figura 38:** Variação composicional da olivina em amostras de lherzolito ao longo da estratigrafia. Os quadrados azuis e vermelhos são os valores mínimos e máximos para cada intervalo, respectivamente.

## CAPÍTULO 5 - RESULTADOS



**Figura 39:** Variação composicional do ortopiroxênio em amostras de lherzolito ao longo da estratigrafia. Os quadrados azuis e vermelhos são os valores mínimos e máximos para cada intervalo, respectivamente.

## CAPÍTULO 5 - RESULTADOS



**Figura 40:** Variação composicional do clinopiroxênio em amostras de lherzolito ao longo da estratigrafia. Os quadrados azuis e vermelhos são os valores mínimos e máximos para cada intervalo, respectivamente.

# ***CAPÍTULO 6 - DISCUSSÕES E CONCLUSÕES***

---

6.1 DISCUSSÕES

6.2 CONCLUSÕES



## **6.1 DISCUSSÕES**

As discussões estão subdivididas de acordo com os resultados e foram agrupadas segundo a geologia, a petrologia e a mineralização do *Sill* Várzea do Macaco:

### **6.1.1. GEOLOGIA DO SILL VÁRZEA DO MACACO**

A descrição de vários testemunhos e o detalhamento do testemunho de sondagem VM1 – 97-80 através de petrografia permitiu a identificação de 2 zonas principais no *Sill* Várzea do Macaco:

1. Zona Ultramáfica, subdividida em Unidade Ultramáfica Inferior, Cromitito Principal e Unidade Ultramáfica Superior;

2. Zona Máfica;

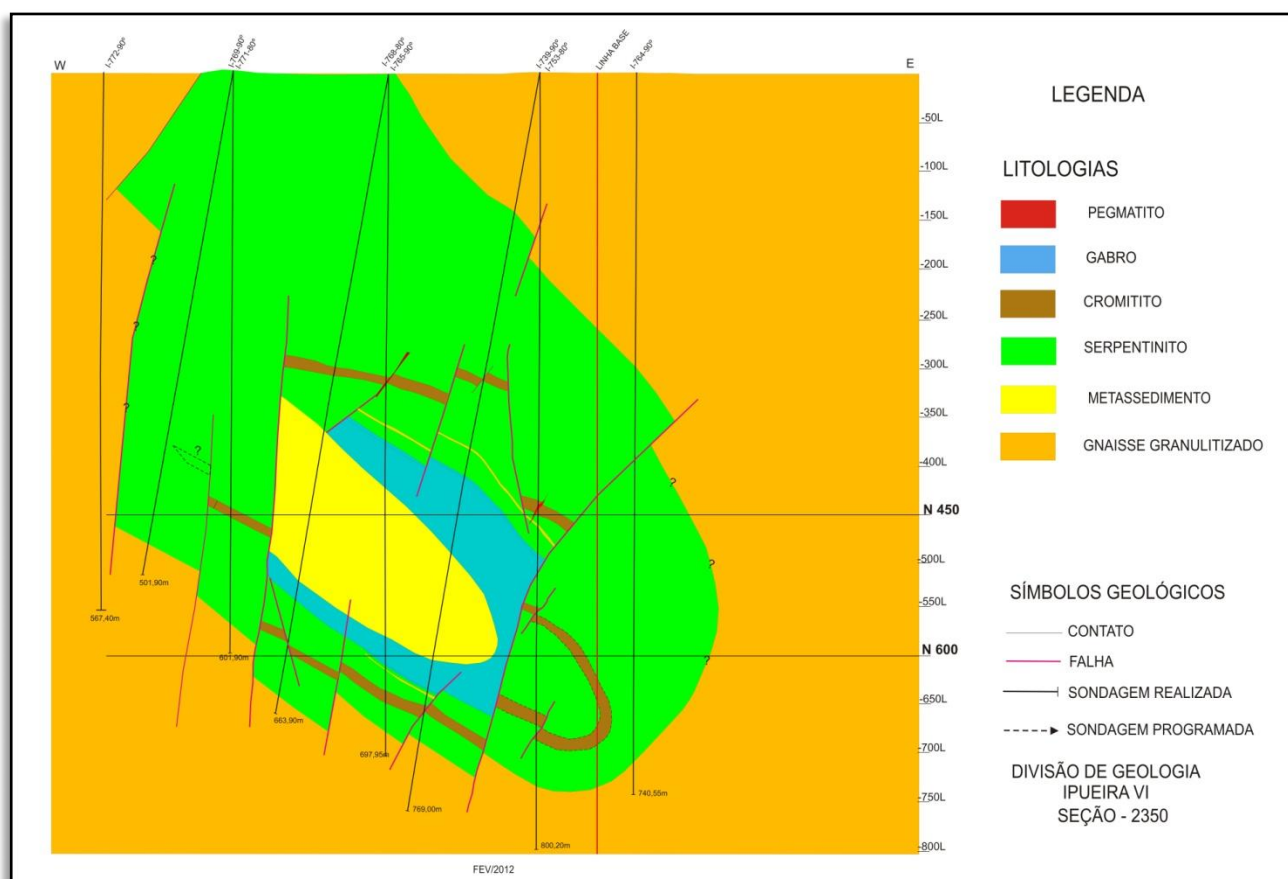
Esta divisão é compatível com a descrita para o Complexo Jacurici na área de Ipueira-Medrado por Marques & Ferreira Filho (2003).

A estratigrafia do *Sill* Várzea Macaco, assim como a estratigrafia do *Sill* Ipueira-Medrado, está invertida, com as rochas ultramáficas localizadas perto da superfície e as máficas em profundidade. Por muito tempo, na Mineração se acreditou que a região apresentava uma inversão tectônica, possivelmente associada à falhamentos inversos, mas esta questão nunca foi abordada profundamente. Porém, recentemente, segundo dados inéditos da Mineração Vale do Jacurici S.A. – FERBASA, o *Sill*, ao menos na área de Ipueira, apresenta-se dobrado com ocorrência de repetição da estratigrafia em em profundidade em um flanco com estratigrafia normal (gabros estão para o topo), conforme Figura 41. Assim, a estratigrafia invertida observada no corpo Várzea do Macaco pode representar uma situação semelhante, podendo em profundidade ocorrer outro flanco com repetição estratigráfica em posição normal. Esta possibilidade traduz importância significativa para a exploração na área.

### **6.1.2. PETROLOGIA DO SILL VÁRZEA DO MACACO**

A variação críptica do teor de Mg e Fe em cristais de olivina e piroxênio permitiu que Marques & Ferreira Filho (2003) identificassem dois regimes magmáticos distintos para o Complexo Jacurici no segmento Ipueira-

## CAPÍTULO 6 – DISCUSSÕES E CONCLUSÕES



**Figura 41:** Interpretação das sondagens recentes que descobriram a camada mineralizada de cromitito duplicada em profundidade e que dobraram as reservas de cromo. Gentiliza Mineração Vale do Jacurici S.A. Divisão de Geologia, inédito

Medrado: um materializado pelas rochas localizadas abaixo da Camada de Cromitito Principal, e que é caracterizado por um aumento gradual das composições dos minerais para termos mais ricos em Mg, tendo sido interpretado como um sistema aberto com subsequentes aportes de magmas primitivos; e outro, nas rochas localizadas acima do cromitito, caracterizado por composições dos minerais evoluindo para termos mais ricos em Fe, que foram interpretadas como um sistema fechado com consequente cristalização fracionada. Os dados de química mineral no *Sill* Várzea do Macaco apontam para magmas primitivos com manutenção de alta razão de Mg ao longo de todo o intervalo ultramáfico. A razão de Mg em olivina chega a alcançar  $Fo_{89}$ , em ortopiroxênio até  $En_{89}$ , e em clinopiroxênio até  $En_{49}$ . A razão de magnésio atinge seu ápice na amostra 118,32, localizada imediatamente após o cromitito principal. Isto sugere que o sistema aberto teve participação continuada de pulsos de magmas primitivos

e esta situação foi mantida possivelmente por um intervalo de tempo um pouco maior que em Ipueira-Medrado, considerando que esta situação persiste após a cristalização do cromitito. Outra possibilidade é que a formação do cromitito possa ter ocorrido em momento diferente da evolução magmática. De qualquer forma, a variação críptica aponta para diferenças petrológicas que podem vir a ser significativas para o entendimento da metalogênese.

### **6.1.3. MINERALIZAÇÃO DO SILL VÁRZEA DO MACACO**

A petrografia e a microscopia eletrônica de varredura permitiram a identificação de duas formas gerais de ocorrência do minério sulfetado: uma primária magmática com pirrotita/pentlandita variando de fina disseminada a grossa (com até 50% de sulfetos); ou como lentes de sulfetos remobilizados, associados a veios e zonas ricas em carbonato e flogopita com incremento do conteúdo de calcopirita. Os sulfetos são mais comuns em rochas ricas em piroxênio e são mais significativos próximos à Camada de Cromitito Principal. As texturas, paragêneses e formas de ocorrência dos sulfetos no *Sill Várzea do Macaco* são semelhantes às do depósito de Noril'sk.

A formação da Camada de Cromitito Principal é interpretada como sendo relacionada à contaminação crustal, além de outros fatores, como p. ex. transição entre os dois regimes magmáticos no caso de Ipueira-Medrado (Marques & Ferreira Filho, 2003). A contaminação crustal para os depósitos de sulfetos magmáticos geralmente é bastante aceita porque a saturação de enxofre é entendida como dependente de assimilação de enxofre pelo magma através da incorporação de material crustal para alguns autores (Naldrett *et al.*, 1996, Eckstrand & Hulbert 2007, por exemplo), o que seria determinante na formação do líquido sulfetado. No *Sill Várzea do Macaco*, texturas tais como o intercrescimento de sulfetos com cromita e o posicionamento dos intervalos sulfetados, aliado aos dados de química mineral que mostram depleção de Ni nos silicatos que estão nos intervalos sulfetados, apontam para a cristalização concomitante e *in situ* do minério sulfetado com a cromita. Isto corrobora a hipótese de que a contaminação

## CAPÍTULO 6 – DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

---

crustal é um fator importante neste sistema e que ocorreu próximo ao momento da cristalização do cromitito.

A presença de lherzolitos e de sulfetação em Várzea do Macaco (ao norte do Complexo Jacurici), confrontada com a ausência de sulfetação e exclusividade de harzburgitos em Ipueira-Medrado (mais ao sul) podem ser atribuídas à disponibilidade ou não de enxofre pelas encaixantes nas diferentes localidades onde os corpos intrudiram e diferenças físico-químicas durante a cristalização.

Cálculos de balanço de massa feitos por Marques & Ferreira Filho, 2003, sugerem que os 300m de espessura do *Sill* Ipueira-Medrado não representam todo o magma necessário para cristalizar uma camada tão espessa (~ 8 metros) de cromitito. Para tal, seria necessário um volume de magma referente a 10.000m de espessura. Foi sugerido, então, que os corpos fariam parte dos condutos de um sistema maior, onde um grande volume de magma fluiu. Estes corpos estariam todos conectados fisicamente na época de sua formação e hoje, devido aos processos tectônicos, estão desmembrados em corpos isolados. As semelhanças entre os dois corpos estudados (magmas muito primitivos com  $Fo_{89}$ , espessa camada de cromitito, petrografia e estratigrafia semelhante, possível contaminação crustal no mesmo intervalo, entre outras apresentadas aqui e em outros trabalhos) sugerem que eles realmente poderiam fazer parte de um mesmo sistema intrusivo, não necessariamente o mesmo corpo. As diferenças (lherzolitos, sulfetos, zona máfica mais espessa) seriam causadas por diferenças nas encaixantes onde o corpo se alojou e nas condições de cristalização. Porém para confirmar tal hipótese é necessária uma maior resolução espacial nos dados de química mineral e estudos complementares com outras técnicas como geologia isotópica.

### **6.2 CONCLUSÕES**

A integração dos dados obtidos através da compilação de dados, dos trabalhos de campo, das descrições dos testemunhos de sondagem, da

## CAPÍTULO 6 – DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

análise petrográfica, das análises em microscopia eletrônica de varredura e das análises de química mineral permitiram as seguintes conclusões:

- O *Sill* Várzea do Macaco, pertencente ao Complexo Máfico-ultramáfico Jacurici, está deformado e metamorfoisado no fácies anfibolito superior;
- O *sill* pode ser dividido em duas zonas principais, a Zona Ultramáfica e a Zona Máfica: A zona Ultramáfica pode ser subdividida em Unidade Ultramáfica Inferior, Camada de Cromitito Principal e Unidade Ultramáfica Superior;
- A Unidade Ultramáfica Inferior é formada por dunitos na base intercalados com lentes de Iherzolito, que aumentam em proporção para o topo e culminam em um piroxenito antes da Camada de Cromitito Principal;
- A Unidade Ultramáfica Superior é formada por Iherzolitos intercalados com lentes de piroxenitos e subordinadamente de dunitos;
- A zona Máfica é formada basicamente por gabronoritos;
- O *Sill* Várzea do Macaco está com a estratigrafia invertida, com rochas ultramáficas perto da superfície e rochas máficas em profundidade. Esta situação é semelhante a encontrada em Ipueira, onde o *sill* está dobrado. Se esta mesma situação geológica for assumida, o *Sill* Várzea do Macaco pode continuar em profundidade com repetição de camadas em outro flanco;
- A variação críptica da razão de Mg em cristais de olivina e piroxênios indicam que o sistema se manteve aberto, com participação de pulsos de magmas primitivos, possivelmente por um intervalo de tempo um pouco maior que em Ipueira-Medrado, ou que a formação do cromitito ocorreu em momento diferente da evolução magmática;
- O minério sulfetado ocorre de duas formas principais: uma primária magmática disseminada com pirrotita/pentlandita variando de fina a grossa; ou como lentes de sulfetos

## CAPÍTULO 6 – DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

---

remobilizados, associados a veios e zonas ricas em carbonato e flogopita, nas quais percebe-se suave incremento do conteúdo de calcopirita;

- As texturas de intercrescimento entre sulfetos e cromita e o posicionamento do principal intervalo sulfetado próximo ao cromitito principal, aliados aos dados de química mineral que mostram depleção de Ni nos silicatos nos intervalos sulfetados, apontam para a cristalização concomitante do minério sulfetado de Ni-Cu com a cromita. Isto corrobora a hipótese de que a contaminação crustal é um fator importante neste sistema e que esta ocorre próxima ao momento da cristalização do cromitito;
- A presença de lherzolitos e de sulfetação em Várzea do Macaco (ao norte do Complexo Jacurici), confrontada com a ausência de sulfetação e exclusividade de harzburgitos em Ipueira-Medrado (mais ao sul) podem ser atribuídas a diferenças petrológicas e/ou características das rochas crustais que contaminaram o magma. Rochas crustais com enxofre são consideradas fundamentais em muitas mineralizações de sulfetos de Ni-Cu e pode ter sido o caso no norte do Jacurici;
- As semelhanças entre a estratigrafia dos corpos, o magma formador de Ipueira-Medrado e Várzea do Macaco, muito primitivo, as condições magmáticas, sistema aberto durante a formação do intervalo ultramáfico, e sugestão de contaminação crustal próximo ao intervalo do cromitito definem que os corpos fazem parte de um mesmo sistema intrusivo, mas não são ainda plenamente conclusivas para determinar se seriam o mesmo o corpo apenas rompido tectonicamente.

## ***REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS***

---

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Atkins, F.B. 1969. Pyroxenes of the Bushveld Intrusion, South Africa. *Jour. Petrol.*, 10(2):222-249.

Ballhaus, C.G. & Glikson, A.Y., 1995, *Petrology of layered mafic-ultramafic intrusions of the Giles Complex, western Musgrave Block, central Australia*. AGSO Journal, 16/1&2: 69-90.

Barbosa de Deus, P.; Viana, J.S. 1982. Distrito cromitífero do Vale do Rio Jacurici. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 32, Salvador, Roteiro de Excursões, 3: 44-52.

Barbosa de Deus, P.; Viana, J.S.; Duarte, P.M.; Queiróz, J.A. 1982. Distrito cromitífero de Campo Formoso. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 32, Salvador, Roteiro de Excursões, 3: 52- 59.

Barbosa J.S.F. & Dominguez J.M.L. 1996. Texto Explicativo para o Mapa Geológico da Bahia ao Milionésimo. SICM/SGM. Edição Especial, Salvador. 400p.

Barbosa, J.S.F.; Sabaté, P.. 2003. Colagem Paleoproterozóica de placas Arqueanas do Cráton do São Francisco na Bahia. *Recherche*, 33, 7-14.

Barbosa, J.S.F.; Sabaté, P.; Dominguez, J.M.L. 1996. O Estado da Bahia na Plataforma Sul-americana, suas subdivisões, critérios de empilhamento estratigráfico das coberturas plataformais e ciclos geotectônicos. In: J.S.F. Barbosa; J.M.L. Dominguez (eds.) *Geologia da Bahia: Texto Explicativo para o Mapa Geológico ao Milionésimo*. Salvador, SICM/SGRM, 2: 39-61.

Blatt, Harvey and Robert J. Tracy, 1996, *Petrology: Igneous, Sedimentary and Metamorphic*, 2nd ed., pp. 123-132 & 194-197, Freeman, ISBN 0-7167-2438-3;



## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Cameron, E.N. 1982. The Upper Critical Zone of the Eastern Bushveld Complex-precursor to the Merensky Reef. *Economic Geology*. 77:1307-1327.

Cameron, M. & Papike, J.J. 1980. Crystal chemistry of silicate pyroxenes. In: PREWITT, C.T. (ed). *Pyroxenes; Reviews in Mineralogy*. 7, p.5-92.

Conceição, H. 1993. Petrology of the syenites from the Salvador-Curaçá mobile-belt (Bahia-Brazil): Geodynamic significance. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **65**: 17-32.

Dick, L.F.P.; Dick, L.F.P. ; HERNANDEZ JUNIOR, P. C. ; FONSECA, J. E. F. . Comparação entre Microscopia Ótica e MEV para a Determinação do Grau de Esferoidização e da Descarbonetação em Aços Alto Carbono Esferoidizados. In: 63º Congresso Anual da ABM, 2008, Santos - SP. Livro de Resumos, 2008. p. 61-62.

Eckstrand, O.R., and Hulbert, L.J., 2007, Magmatic nickel-copper-platinum group element deposits, in Goodfellow, W.D., ed., Mineral Deposits of Canada A Synthesis of Major Deposit Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5, p. 205-222.

Ferreira Filho, C.F. 1995. *The Niquelândia Mafic-Ultramafic Layered Complex, north-Goiás, Brazil: petrology, age and potencial for PGE ore deposits*. Toronto. 270p. (Doctor of Philosophy Thesis, Department of Geology of the University of Toronto).

Figueiredo, M.C.H. 1982. Geochemistry of high-grade complexes of Bahia State, Brazil. *Revista*

Figueiredo, M.C.H.; Barbosa, J.S.F. 1993. Terrenos metamórficos de alto grau do Cráton do São Francisco. In: J.M.L. Dominguez; A. Misi (eds.) *O Cráton do São Francisco*. Salvador, SBG/SGM/CNPq, 230p. (publicação especial)

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Hasui, Y.; Silva, L.J.H.D.; Silva, F.J.L.; Mandetta, P.; Moraes, J.A.C.; Oliveira, J.G.; Miola, W. 1982. Geology and copper mineralization of Curaçá River Valley. *Revista Brasileira de Geociências*, **12**: 463-474.

Hoover, J.D. 1989. Petrology of the Marginal Bordes Series of the Skaergaard Intrusion. *Jour. Petrol.* 30 (2):399-349.

Irvine, T.N. 1977. Origin of chromitite layers in the Muskox intrusion and other layered intrusions: a new interpretation. *Geology*, 5: 273-277.

Joy, D. C. 1995. Monte Carlo Modeling for Electron Microscopy and Microanalysis (New York: Oxford University Press).

Kanaya, K. and Okayama, S. (1972) Penetration and energy-loss theory of electrons in solid targets. *J. Phys. D* 5 43–58.

Lindenmayer, Z.G. 1981. Evolução geológica do Vale do Rio Curaçá e dos corpos máfico-ultramáficos mineralizados a cobre. In: *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia, Textos Básicos*, SME/CPM, **4**: 72-110.

Lipin, B.R. 1993. Pressure increases, the formation of chromite seams, and the development of the ultramafic series in the Stillwater Complex, Montana. *Journal of Petrology*, 34: 955-976.

Marques, J. C. . Petrologia e Metalogênese do Depósito de Cromita do Sill Ipueira-Medrado, Vale do Jacurici-Bahia 2001 (Tese de Doutorado).

Marques, J. C. ; Ferreira Filho, C. F. ; Carlson, R. W. ; Pimentel, M. M. . Re-Os and Sm-Nd isotope systematics and trace elements geochemistry setting constraints in the chromite deposits of Ipueira-Medrado Sill, Bahia, Brazil. *Journal of Petrology*, v. 44, n. 4, p. 659-678, 2003.

Marques, J. C. ; Frantz, J. C. ; Chemale Jr., F. ; Brito, R. S. C. ; Apollo, J. F. H. The NI-PGE Potential of the Jacurici Chromite District, Bahia, Brazil. In: I Simpósio Brasileiro de Metalogenia, 2005, Gramado-RS. Anais I Simpósio Brasileiro de Metalogenia. Porto Alegre: CPGq-IG-UFRGS, 2005a.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Marques, J. C. ; Frantz, J. C. ; Chemale Jr., F. ; Brito, R. S. C. ; Apollo, J. F. H. The mafic-ultramafic rocks and mineralizations of the Jacurici Complex, Bahia, Brazil. In: III Simpósio sobre o Cráton do São Francisco, 2005, Salvador. III Simpósio sobre o Cráton do São Francisco - Short Papers. Salvador : UFBA, 2005b.

Marques, J. C.; Ferreira Filho, C. F. . The Chromite Deposit of the Ipueira-Medrado Sill, Bahia, Brazil. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, v. 98, p. 87-108, 2003

Mello E.F., Xavier R.P., Mcnaughton N.J., Fletcher I., Hagemann S., Lacerda C.M.M., Oliveira E.P. 2000. Age constraints of felsic intrusions, metamorphism, deformation and gold mineralization in the paleoproterozoic Rio Itapicuru greenstone belt, NE Bahia State, Brazil. In: International Geological Congress, 31., Abstract Volume, Special Symposium 18.4 - Stable and radiogenic isotopes in metallogenesis. CD-ROM.

Oliveira E.P., Lafon J.M., Souza Z.S. 1999. Archean-Proterozoic transition in the Uauá Block, NE São Francisco Craton, Brazil: U-Pb, Pb-Pb and Nd isotope constraints. *In: SBG, SNET, 7, Lençóis, Bahia, Anais, 1:38-40.*

Oliveira, E.P.; Windley, B.F.; McNaughton, N.J.; Pimentel, M.M.; Fletcher, I.R., 2004. Contrasting copper and chromium metallogenic evolution of terranes in the Paleoproterozoic Itabuna-Salvador-Curaçá orogen, São Francisco craton, Brazil: new zircon (SHRIMP) and Sm-Nd (model) ages and their significances for orogen-parallel escape tectonics. *Precambrian Research* 128:143-165.

Reed, S. J. B. 2005. *Electron Microprobe Analysis and Scanning Electron Microscopy in Geology*, 2nd ed. XIII + 192 pp. Cambridge, New York, Melbourne: Cambridge University Press

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

---

Silva, L.J.H.D. 1985. Geologia e controle estrutural do depósito cuprífero de Caraíba. Vale do Curaçá-Bahia. In: *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia, Textos Básicos*, SME/CPM, **6**: 51-136.

Streckeisen, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews*, **12**:1-33.

Teixeira, L.R.; Melo, R.C. 1990. Geoquímica dos ortognaisses granulíticos do Complexo Caraíba, na região de Riachão do Jacuípe-Bahia. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, Anais, **4**: 1849- 1860.

Teixeira, W.; Sabaté, P.; Barbosa, J.; Noce, C. M.; Carneiro, M. A., 2000. Archean and Paleoproterozoic tectonic evolution of the São Francisco Craton, Brazil. In: Cordani, U. G., Milani, E. J., Thomaz Filho, A. & Campos, D. A. (eds.) *Tectonic Evolution of South America*, International Geological Congress. Rio de Janeiro. pp. 101-137.

WAGER, L.R. & BROWN, G.M. 1968. *Layered igneous rocks*. Oliver & Boyd, Ltd. Edimburgh, 588 p

Wilson, M. 1989. *Igneous petrogenesis - a global tectonic approach*. London, Unwin Hyman. 466p.

# ***ANEXOS***

---

## ANEXOS

**ANEXO I**

Tabelas com dados de química mineral. Os dados estão organizados conforme a metragem do testemunho estudado (da menor para a maior) e separados por espécie mineral.

**52,58 m - Piroxênio**

Numero	5258_CF	5258_CB	5258_CD
SiO <sub>2</sub>	43.949	44.262	44.412
TiO <sub>2</sub>	0.445	0.406	0.428
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.149	11.965	12.428
FeO Total	4.31	4.282	3.842
MnO	0.059	0.011	0.072
MgO	17.991	18.171	18.114
CaO	12.478	12.539	12.414
Na <sub>2</sub> O	2.301	2.284	2.376
K <sub>2</sub> O	0.755	0.928	0.788
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.288	1.364	1.569
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.016	0.003	0.019
NiO	0	0	0.000
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.000	0.000	0.000
OH	3.866	3.431	3.234
Cl	0.254	0.256	0.219
Total	99.861	99.902	99.915
Fórmula na base de 6.000 oxigênios			
Coef.	2.279	2.270	2.257
Si	1.667	1.672	1.668
Ti	0.013	0.012	0.012
Al	0.543	0.533	0.550
Fe <sup>2+</sup> all ferrous	0.137	0.135	0.121
Mn	0.002	0.000	0.002
Mg	1.018	1.023	1.014
Ca	0.507	0.507	0.500
Na	0.169	0.167	0.173
K	0.037	0.045	0.038
Cr	0.039	0.041	0.047
V	0.000	0.000	0.000
Ni	0.000	0.000	0.000
P	0.000	0.000	0.000
F	0.518	0.458	0.429
Cl	0.016	0.016	0.014

## ANEXOS

Total	4.666	4.610	4.569
En	61.24526351	61.42282837	62.05582899
Fs	8.229486702	8.118502317	7.382506745
Wo	30.52524979	30.45866932	30.56166426
Ni (ppm)	0	0	0

## 67,41 m - Piroxênio

Numero	6741_CB	6741_CC	6741_CC
SiO2	52.938	53.541	53.676
TiO2	0.032	0.048	0.051
Al2O3	1.533	1.655	1.371
FeO Total	2.416	2.486	2.213
MnO	0.18	0.108	0.139
MgO	16.858	16.71	16.648
CaO	24.743	24.565	24.975
Na2O	0.132	0.193	0.109
K2O	0	0	0
Cr2O3	0.267	0.294	0.179
V2O3	0.045	0.013	0
NiO	0	0	0.000
P2O5	0.000	0.000	0.000
OH	0.639	0.332	0.587
Cl	0.007	0.011	0.007
Total	99.790	99.956	99.955
Fórmula na base de 6.000 oxigênios			
Coef.	2.212	2.198	2.202
Si	1.949	1.958	1.967
Ti	0.001	0.001	0.001
Al	0.067	0.071	0.059
Fe2+ all ferrous	0.074	0.076	0.068
Mn	0.006	0.003	0.004
Mg	0.925	0.911	0.910
Ca	0.976	0.963	0.981
Na	0.009	0.014	0.008
K	0.000	0.000	0.000
Cr	0.008	0.009	0.005
V	0.001	0.000	0.000
Ni	0.000	0.000	0.000
P	0.000	0.000	0.000
F	0.083	0.043	0.076
Cl	0.000	0.001	0.000





## ANEXOS

Total	2.996	3.000	2.997	2.997	2.998	2.988	2.988
Fo	88.52755751	88.67263649	88.8647854	88.41323423	88.21403335	88.63791993	88.42021047
Fa	11.26561089	11.13640379	10.97594603	11.32958038	11.61337564	11.16508969	11.31287922
Te	0.124165144	0.169396631	0.15657384	0.257185384	0.165947955	0.196990379	0.229308584
Ca-Ol	0.082666448	0.021563081	0.002694729	0	0.006643057	0	0.037601725
Ni (ppm)	3025.257732	3323.854599	3473.153033	2805.238988	2875.959298	2490.926496	2640.22493

## 78,05 m - Piroxenio

Numero	7805_CD	7805_Cesq.G	7805_CE	7805_Cesq.G	7805_CJ
SiO2	56.032	56.11	56.377	56.503	56.641
TiO2	0.058	0.03	0.067	0.025	0
Al2O3	1.577	1.458	1.417	1.647	1.362
FeO Total	7.229	6.983	7.407	7.323	7.248
MnO	0.181	0.214	0.252	0.267	0.204
MgO	32.679	33.044	33.087	33.044	33.345
CaO	0.248	0.358	0.41	0.461	0.283
Na2O	0	0	0.026	0	0
K2O	0	0	0.007	0.038	0
Cr2O3	0.201	0.173	0.142	0.118	0.079
V2O3	0	0	0.037	0.034	0.044
NiO	0.091	0.076	0.051	0.058	0.071
P2O5	0	0	0	0	0
F	0	0	0	0	0
Cl	0.025	0.026	0.008	0.009	0.002
Total	98.321	98.472	99.288	99.527	99.279
Fórmula na base de oxigênios					
Coef.	2.115	2.111	2.098	2.092	2.094
Si	1.973	1.971	1.969	1.967	1.974
Ti	0.002	0.001	0.002	0.001	0.000
Al	0.065	0.060	0.058	0.068	0.056
Fe2+ all ferrous	0.213	0.205	0.216	0.213	0.211
Mn	0.005	0.006	0.007	0.008	0.006
Mg	1.715	1.731	1.722	1.715	1.732
Ca	0.009	0.013	0.015	0.017	0.011
Na	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000
K	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000
Cr	0.006	0.005	0.004	0.003	0.002
V	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001
Ni	0.003	0.002	0.001	0.002	0.002
P	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
F	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000







## ANEXOS

Cl	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	4.013	4.008	4.013	4.004	4.000	4.006	4.006
En	47.28190699	47.30510865	46.77336846	46.74509124	47.17626346	46.67017416	47.51957314
Fs	3.44193518	4.077970139	3.766615274	3.942155486	3.254121571	4.336363826	3.09918355
Wo	49.27615783	48.61692121	49.46001626	49.31275328	49.56961497	48.99346202	49.38124331
Ni (ppm)	212.1609319	0	0	102.1515598	172.8718704	377.17499	196.4453073

## 96,32 m – Olivina

Numero	9632_cD
SiO2	36.763
TiO2	0.02
Al2O3	0.143
FeO Total	8.963
MnO	0.132
MgO	35.047
CaO	0.081
Na2O	0.088
K2O	0
Cr2O3	0.03
V2O3	0.037
NiO	0.055
P2O5	0
F	0
Cl	0.412
Total	81.771
Fórmula na base de 4.000 oxigênios	
Coef.	1.794
Si	1.098
Ti	0.000
Al	0.005
Fe2+ all ferrous	0.224
Mn	0.003
Mg	1.560
Ca	0.003
Na	0.005
K	0.000
Cr	0.001
V	0.001
Ni	0.001
P	0.000
F	0.000

## ANEXOS

Cl	0.021
Total	2.921
Te	0.186501
Fo	87.16541879
Fa	12.50331126
Ca-Ol	0.144768953
Ni (ppm)	432.179676

**101,81 m - Piroxênio**

Numero	10181_CD	10181_CA	10181_CB	10181_CB
SiO2	51.98	51.672	41.754	41.634
TiO2	0	0.071	1.413	1.314
Al2O3	1.605	2.475	13.222	12.881
FeO Total	22.256	10.073	12.43	12.042
MnO	1.405	0.561	0.277	0.306
MgO	21.121	13.555	11.929	11.944
CaO	0.611	17.559	11.573	11.526
Na2O	0.002	0.544	2.272	2.042
K2O	0.014	0.028	1.301	1.366
Cr2O3	0.23	0.518	1.158	1.451
V2O3	0	0.036	0.026	0.063
NiO	0.016	0	0.012	0.067
P2O5	0	0	0	0
F	0	0	0	0
Cl	0.007	0.033	0.044	0.041
Total	99.247	97.125	97.411	96.677
Fórmula na base de 6.000 oxigênios				
Coef.	2.267	2.297	2.337	2.353
Si	1.961	1.975	1.624	1.630
Ti	0.000	0.002	0.041	0.039
Al	0.071	0.111	0.606	0.594
Fe2+ all ferrous	0.702	0.322	0.404	0.394
Mn	0.045	0.018	0.009	0.010
Mg	1.188	0.772	0.692	0.697
Ca	0.025	0.719	0.482	0.484
Na	0.000	0.040	0.171	0.155
K	0.001	0.001	0.065	0.068
Cr	0.007	0.016	0.036	0.045
V	0.000	0.001	0.001	0.002
Ni	0.000	0.000	0.000	0.002

## ANEXOS

P	0.000	0.000	0.000	0.000
F	0.000	0.000	0.000	0.000
Cl	0.000	0.002	0.003	0.003
Total	4.001	3.981	4.134	4.123
En	62.04165128	42.59493106	43.82855132	44.2681602
Fs	36.66859401	17.75397097	25.6154789	25.03332713
Wo	1.289754712	39.65109797	30.55596977	30.69851267
Ni (ppm)	125.7249967	0	94.29374749	526.4734235

**111,82 m - Piroxênio**

Numero	11182_C3	11182_C7	11182_C6	11182_C1
SiO2	46.246	53.361	53.508	53.546
TiO2	0.784	0.067	0.014	0.066
Al2O3	10.004	0.898	0.862	1.021
FeO Total	3.404	2.092	2.321	2.543
MnO	0.028	0.097	0.085	0.044
MgO	18.775	17.059	17.157	17.518
CaO	12.653	23.401	23.425	23.284
Na2O	2.032	0.223	0.202	0.246
K2O	0.65	0.016	0.015	0.015
Cr2O3	1.761	0.377	0.29	0.348
V2O3	0.027	0.001	0	0.039
NiO	0.133	0.05	0.016	0.051
P2O5	0	0	0	0
F	0	0	0	0
Cl	0.199	0.025	0.008	0
Total	96.696	97.667	97.903	98.721
Fórmula na base de 6.000 oxigênios				
Coef.	2.247	2.233	2.228	2.212
Si	1.730	1.983	1.984	1.971
Ti	0.022	0.002	0.000	0.002
Al	0.441	0.039	0.038	0.044
Fe2+ all ferrous	0.106	0.065	0.072	0.078
Mn	0.001	0.003	0.003	0.001
Mg	1.047	0.945	0.948	0.961
Ca	0.507	0.932	0.931	0.918
Na	0.147	0.016	0.015	0.018
K	0.031	0.001	0.001	0.001
Cr	0.052	0.011	0.009	0.010
V	0.001	0.000	0.000	0.001
Ni	0.004	0.001	0.000	0.002

## ANEXOS

P	0.000	0.000	0.000	0.000
F	0.000	0.000	0.000	0.000
Cl	0.013	0.002	0.001	0.000
Total	4.102	4.000	4.001	4.007
En	63.05218166	48.67224463	48.61384746	49.1022041
Fs	6.411918559	3.347863633	3.688689138	3.997984435
Wo	30.53589979	47.97989174	47.6974634	46.89981147
Ni (ppm)	1045.089035	392.8906145	125.7249967	400.7484268

## 111,82 m – Piroxênio (Cont.)

Numero	11182_C2	11182_C3	11182_C4	11182_C4
SiO2	53.573	54.094	56.664	56.871
TiO2	0.052	0.107	0.021	0.062
Al2O3	0.844	0.92	0.635	0.878
FeO Total	2.041	2.408	8.556	8.645
MnO	0.059	0.1	0.226	0.207
MgO	16.941	17.287	32.823	32.782
CaO	23.87	23.495	0.311	0.655
Na2O	0.237	0.214	0.015	0.03
K2O	0	0	0	0
Cr2O3	0.218	0.3	0.216	0.266
V2O3	0.02	0.018	0	0
NiO	0.017	0.049	0.035	0.089
P2O5	0	0	0	0
F	0	0	0	0
Cl	0.01	0.005	0.005	0
Total	97.882	98.997	99.507	100.485
Fórmula na base de 6.000 oxigênios				
Coef.	2.227	2.203	2.103	2.086
Si	1.986	1.983	1.984	1.975
Ti	0.001	0.003	0.001	0.002
Al	0.037	0.040	0.026	0.036
Fe2+ all ferrous	0.063	0.074	0.250	0.251
Mn	0.002	0.003	0.007	0.006
Mg	0.936	0.945	1.713	1.697
Ca	0.948	0.923	0.012	0.024
Na	0.017	0.015	0.001	0.002
K	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.006	0.009	0.006	0.007
V	0.000	0.000	0.000	0.000
Ni	0.001	0.001	0.001	0.002



## ANEXOS

P	0.000	0.000	0.000	0.000
F	0.000	0.000	0.000	0.000
Cl	0.001	0.000	0.000	0.000
Total	3.999	3.997	4.001	4.003
En	48.07437429	48.66628151	86.72900415	86.03839483
Fs	3.24859728	3.802272935	12.68046374	12.72624045
Wo	48.67702843	47.53144555	0.59053211	1.23536472
Ni (ppm)	133.5828089	385.0328022	275.0234302	699.3452939

## 111,82 m – Olivina

Numero	11182_C1	11182_C4	11182_C1	11182_C1	11182_C1
SiO2	38.498	39.999	40.086	40.312	40.329
TiO2	0.05	0.031	0	0	0
Al2O3	0.236	0	0	0	0.002
FeO Total	13.574	12.864	13.819	13.5	11.298
MnO	0.215	0.192	0.2	0.182	0.191
MgO	43.936	46.782	45.868	46.331	44.697
CaO	0.001	0	0	0	0.057
Na2O	0.008	0.029	0.061	0	0.006
K2O	0.029	0.016	0	0.005	0.023
Cr2O3	0.027	0	0	0	0.016
V2O3	0	0	0	0.004	0.02
NiO	0.308	0.352	0.385	0.374	0.348
P2O5	0	0	0	0	0
F	0	0	0	0	0
Cl	0.029	0.024	0.003	0.016	0.037
Total	96.911	100.289	100.422	100.724	97.024
Fórmula na base de 4.000 oxigênios					
Coef.	1.552	1.492	1.496	1.489	1.528
Si	0.995	0.994	0.998	0.999	1.025
Ti	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000
Al	0.007	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe2+ all ferrous	0.293	0.267	0.288	0.280	0.240
Mn	0.005	0.004	0.004	0.004	0.004
Mg	1.692	1.732	1.703	1.711	1.694
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002
Na	0.000	0.001	0.003	0.000	0.000
K	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001
Cr	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
V	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ni	0.006	0.007	0.008	0.007	0.007

## ANEXOS

P	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
F	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cl	0.001	0.001	0.000	0.001	0.002
Total	3.003	3.008	3.003	3.002	2.976
Fo	85.02800372	86.46301561	85.36350136	85.78795423	87.32712565
Fa	14.73423478	13.33539546	14.42504933	14.02060259	12.38085493
Te	0.23637078	0.201588932	0.211449311	0.191443175	0.211991291
Ca-OI	0.001390716	0	0	0	0.080028133
Ni (ppm)	2420.206186	2765.949926	3025.257732	2938.821797	2734.518677

## 118,32 m - Piroxênio

Numero	11832_C8	11832_C71	11832_C71	11832_C6	11832_C71	11832_C8
SiO2	57.22	57.397	57.592	57.707	57.828	57.904
TiO2	0.01	0.034	0	0.044	0.025	0.003
Al2O3	0.863	0.916	0.836	0.898	0.856	0.882
FeO Total	7.023	7.125	6.765	6.821	6.996	6.851
MnO	0.212	0.196	0.177	0.208	0.174	0.191
MgO	33.995	33.799	34.173	34.143	34.311	34.467
CaO	0.347	0.396	0.304	0.252	0.401	0.248
Na2O	0	0.03	0.029	0.029	0.048	0
K2O	0.006	0.01	0.001	0.026	0.019	0
Cr2O3	0.249	0.301	0.193	0.275	0.22	0.179
V2O3	0.022	0.028	0.05	0.024	0	0.001
NiO	0.09	0.088	0.008	0.077	0.122	0.083
P2O5	0	0	0	0	0	0
F	0	0	0	0	0	0
Cl	0	0.024	0.007	0.01	0.023	0.011
Total	100.037	100.344	100.135	100.514	101.023	100.820
Fórmula na base de 6.000 oxigênios						
Coef.	2.078	2.073	2.071	2.065	2.058	2.058
Si	1.979	1.980	1.985	1.983	1.980	1.983
Ti	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000
Al	0.035	0.037	0.034	0.036	0.035	0.036
Fe2+ all ferrous	0.203	0.206	0.195	0.196	0.200	0.196
Mn	0.006	0.006	0.005	0.006	0.005	0.006
Mg	1.753	1.738	1.756	1.749	1.752	1.760
Ca	0.013	0.015	0.011	0.009	0.015	0.009
Na	0.000	0.002	0.002	0.002	0.003	0.000
K	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000
Cr	0.007	0.008	0.005	0.007	0.006	0.005
V	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000

## ANEXOS

Ni	0.003	0.002	0.000	0.002	0.003	0.002
P	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
F	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cl	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001
Total	3.999	3.998	3.995	3.995	4.002	3.997
En	89.03061262	88.75806789	89.49118187	89.49689455	89.06590964	89.5528686
Fs	10.31633077	10.49462999	9.936723646	10.02842224	10.18605945	9.984084753
Wo	0.653056614	0.747302123	0.572094486	0.474683209	0.748030913	0.463046643
Ni (ppm)	707.2031062	691.4874816	62.86249833	605.0515464	958.6530995	652.1984201

## 118,32 m - Olivina

Numero	11832_C8	11832_C71	11832_C	11832_C71	11832_C71	11832_C
SiO2	41.018	41.052	41.101	41.123	41.263	41.431
TiO2	0	0	0	0	0	0
Al2O3	0	0	0	0	0	0
FeO Total	10.2	10.069	10.107	9.981	10.055	10.212
MnO	0.159	0.19	0.158	0.102	0.131	0.132
MgO	48.743	48.494	47.764	48.97	48.398	49.082
CaO	0.032	0	0.001	0.007	0.034	0.017
Na2O	0.014	0	0	0.013	0	0.038
K2O	0	0	0	0	0	0
Cr2O3	0	0.036	0.008	0.025	0.061	0
V2O3	0.022	0.017	0.006	0.007	0.038	0.029
NiO	0.401	0.528	0.413	0.448	0.453	0.427
P2O5	0	0	0	0	0	0
F	0	0	0	0	0	0
Cl	0	0	0	0	0	0.002
<b>Total</b>	<b>100.589</b>	<b>100.386</b>	<b>99.558</b>	<b>100.676</b>	<b>100.433</b>	<b>101.370</b>
fórmula na base de 4.000 oxigênios						
Coef.	1.467	1.470	1.480	1.464	1.468	1.455
Si	1.002	1.004	1.013	1.002	1.008	1.004
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe2+ all ferrous	0.208	0.206	0.208	0.203	0.205	0.207
Mn	0.003	0.004	0.003	0.002	0.003	0.003
Mg	1.775	1.769	1.754	1.779	1.763	1.772
Ca	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Na	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.002
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000
V	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000

## ANEXOS

Ni	<u>0.008</u>	<u>0.010</u>	<u>0.008</u>	<u>0.009</u>	<u>0.009</u>	<u>0.008</u>
P	<u>0.000</u>	<u>0.000</u>	<u>0.000</u>	<u>0.000</u>	<u>0.000</u>	<u>0.000</u>
F	<u>0.000</u>	<u>0.000</u>	<u>0.000</u>	<u>0.000</u>	<u>0.000</u>	<u>0.000</u>
Cl	<u>0.000</u>	<u>0.000</u>	<u>0.000</u>	<u>0.000</u>	<u>0.000</u>	<u>0.000</u>
Total	<u>2.998</u>	<u>2.995</u>	<u>2.987</u>	<u>2.998</u>	<u>2.990</u>	<u>2.997</u>
Fo	<u>89.3098495</u>	<u>89.39061116</u>	<u>89.23947464</u>	<u>89.63738134</u>	<u>89.39976337</u>	<u>89.40740305</u>
Fa	<u>10.48251633</u>	<u>10.41042628</u>	<u>10.59148498</u>	<u>10.24734566</u>	<u>10.41763897</u>	<u>10.43374718</u>
Te	<u>0.165500034</u>	<u>0.198962561</u>	<u>0.167697761</u>	<u>0.106065243</u>	<u>0.137465625</u>	<u>0.136596327</u>
Ca-OI	<u>0.042134139</u>	<u>0</u>	<u>0.001342621</u>	<u>0.009207763</u>	<u>0.045132035</u>	<u>0.022253442</u>
Ni (ppm)	<u>3150.982729</u>	<u>4148.92489</u>	<u>3245.276476</u>	<u>3520.299906</u>	<u>3559.588968</u>	<u>3355.285848</u>

## 121,33 m - Piroxênio

Numero	12133_C1	12133_C1	12133_C1	12133_sC
SiO2	56.633	57.017	57.607	55.832
TiO2	0.012	0.028	0.002	0
Al2O3	0.629	0.561	0.584	0.186
FeO Total	7.466	7.54	7.623	16.098
MnO	0.228	0.17	0.15	0.476
MgO	33.14	33.341	33.697	27.778
CaO	0.422	0.309	0.31	0.267
Na2O	0.018	0.011	0	0.01
K2O	0.038	0.013	0	0
Cr2O3	0.199	0.143	0.185	0.098
V2O3	0	0.025	0.015	0.026
NiO	0.055	0.134	0.109	0.107
P2O5	0	0	0	0
F	0	0	0	0
Cl	0	0.005	0.01	0
Total	98.840	99.297	100.292	100.878
Fórmula na base de 6.000 oxigênios				
Coef.	2.108	2.097	2.076	2.148
Si	1.987	1.990	1.990	1.996
Ti	0.000	0.001	0.000	0.000
Al	0.026	0.023	0.024	0.008
Fe2+ all ferrous	0.219	0.220	0.220	0.481
Mn	0.007	0.005	0.004	0.014
Mg	1.733	1.735	1.736	1.481
Ca	0.016	0.012	0.011	0.010
Na	0.001	0.001	0.000	0.001
K	0.002	0.001	0.000	0.000

## ANEXOS

Cr	0.006	0.004	0.005	0.003
V	0.000	0.001	0.000	0.001
Ni	0.002	0.004	0.003	0.003
P	0.000	0.000	0.000	0.000
F	0.000	0.000	0.000	0.000
Cl	0.000	0.000	0.001	0.000
Total	3.998	3.996	3.995	3.998
En	88.06600327	88.22198143	88.22257042	75.07752269
Fs	11.1281262	11.19045656	11.19418971	24.40389552
Wo	0.805870532	0.587562008	0.58323987	0.51858179
Ni (ppm)	432.179676	1052.946847	856.5015397	840.7859151

**124,73 m - Piroxênio**

Numero	12473_C1	12473_C11	12473_N.C11
SiO2	45.965	55.488	56.711
TiO2	0.936	0.099	0.072
Al2O3	10.657	0.656	0.168
FeO Total	3.418	2.096	3.117
MnO	0.15	0.113	0.178
MgO	19.472	17.542	23.162
CaO	12.093	24.248	12.579
Na2O	2.054	0.157	0.041
K2O	0.589	0.02	0
Cr2O3	1.869	0.372	0.098
V2O3	0.064	0.012	0
NiO	0.127	0.038	0.039
P2O5	0	0	0
F	0	0	0
Cl	0.221	0	0.043
Total	97.615	100.841	96.208
Fórmula na base de 6.000 oxigênios			
Coef.	2.226	2.160	2.188
Si	1.703	1.995	2.065
Ti	0.026	0.003	0.002
Al	0.465	0.028	0.007
Fe2+ all ferrous	0.106	0.063	0.095
Mn	0.005	0.003	0.005
Mg	1.076	0.940	1.257
Ca	0.480	0.934	0.491
Na	0.148	0.011	0.003
K	0.028	0.001	0.000



## ANEXOS

Cr	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000
V	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000
Ni	0.009	0.008	0.010	0.009	0.009	0.009	0.008
P	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
F	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cl	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Total	2.997	3.008	3.002	3.002	3.002	3.003	2.999
Fo	88.99514321	88.86846191	88.62693701	88.91876874	88.92692675	89.18834149	88.86868652
Fa	10.75856123	10.87115218	11.06418782	10.85800883	10.83678936	10.58865116	10.89704681
Te	0.240948288	0.260385917	0.308875169	0.215327238	0.236283883	0.211274104	0.20935674
Ca-OI	0.005347271	0	0	0.007895199	0	0.011733244	0.024909921
Ni (ppm)	3473.153033	3190.27179	4086.062391	3543.873343	3481.010845	3701.029589	3253.134288

***PARECER DA COMISSÃO  
EXAMINADORA***

---



GEO-03015 - PROJETO TEMÁTICO EM GEOLOGIA III

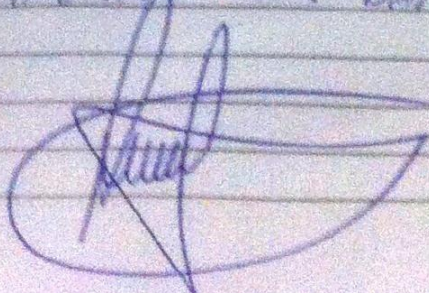
Título da Monografia:	CARACTERIZAÇÃO DE SILO VARZEA DO MACACO E DA MINERALIZAÇÃO DE CROMO E COBRE-NÍQUEL CENTRADA NA FICHA 4000	
Autor:	JOÃO RODRIGO LORGAS PILLA DIAS	
Orientador(es):	PROF. JULIANA C. MARQUES E PROF. JOSÉ C. FRANZ	
Nota Final (1 até 10):	<del>10</del> 9,5	
Examinador:	PROF. ANTONIO PEDRO VIEIRO	Data: 14/12/2012

- O título é informativo e reflete o conteúdo da monografia? Sim () Não ( ) Em parte ( )
- O resumo do trabalho informa sobre os tópicos essenciais da monografia? Sim () Não ( ) Em parte ( )
- As ilustrações são úteis e adequadas? Sim () Não ( ) Em parte ( )
- O manuscrito apresenta estrutura organizada? Sim () Não ( ) Em parte ( )
- A introdução apresenta os fundamentos para o restante do texto da monografia? Sim () Não ( ) Em parte ( )
- Os materiais e métodos são descritos adequadamente? Sim () Não ( ) Em parte ( )
- Os resultados são de qualidade e mostrados concisamente? Sim () Não ( ) Em parte ( )
- As interpretações e conclusões são baseadas nos dados obtidos? Sim () Não ( ) Em parte ( )
- As referências são convenientes e usadas adequadamente? Sim () Não ( ) Em parte ( )
- O manuscrito possui boa redação (digitação, ortografia e gramática)? Sim () Não ( ) Em parte ( )

Comentários: TRABALHO MUITO QUALIFICADO. BEM REDIGIDO, BEM ESTRUTURADO COM DADOS CONSISTENTES E MUITO BEM IMPRESSO E INTERPRETADO

MONOGRAFIA PRONTO A APROVAÇÃO COM CONCEITO A.

TRABALHO INDICADO PARA BANCA DE LOUVOR



GEO-03015 - PROJETO TEMÁTICO EM GEOLOGIA III

Título da Monografia:	Caracterização da Sull Útil da Mococa e da mineralização de Osmo e Cobre Niquel, Compl. mofica urban. Jauu, BA	
Autor:	João Rodrigo P. de Dias	
Orientador(es):	Juliana M. Chardô e José C. F. F. F.	
Nota Final (1 até 10):	9,5	
Examinador:	Gênova Ilaua Pulz	Data: 14-12-2012

1. O título é informativo e reflete o conteúdo da monografia? Sim (X). Não ( ). Em parte ( ).
2. O resumo do trabalho informa sobre os tópicos essenciais da monografia? Sim (X). Não ( ). Em parte ( ).
3. As ilustrações são úteis e adequadas? Sim (X). Não ( ). Em parte ( ).
4. O manuscrito apresenta estrutura organizada? Sim (X). Não ( ). Em parte ( ).
5. A introdução apresenta os fundamentos para o restante do texto da monografia? Sim (X). Não ( ). Em parte ( ).
6. Os materiais e métodos são descritos adequadamente? Sim (X). Não ( ). Em parte ( ).
7. Os resultados são de qualidade e mostrados concisamente? Sim (X). Não ( ). Em parte ( ).
8. As interpretações e conclusões são baseadas nos dados obtidos? Sim ( ). Não ( ). Em parte (X)
9. As referências são convenientes e usadas adequadamente? Sim (X). Não ( ). Em parte ( ).
10. O manuscrito possui boa redação (digitação, ortografia e gramática)? Sim (X). Não ( ). Em parte ( ).

Comentários: Trabalho conciso e adequado para monografia de final de curso. A redação é boa. Os dados foram obtidos com métodos e técnicas adequados aos objetivos propostos. As ilustrações são de boa qualidade. Conceito proposto para o trabalho: "A". Trabalho indicado para bônus de louvor.

Gruzulz