

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

**O CORPO VÁRZEA DO MACACO E AS MINERALIZAÇÕES  
DE CROMO, NIQUEL E COBRE, COMPLEXO MÁFICO-  
ULTRAMÁFICO JACURICI, CRÁTON SÃO FRANCISCO,  
BAHIA.**

**JOÃO RODRIGO VARGAS PILLA DIAS**

ORIENTADOR – Profa. Dra. Juliana Charão Marques

COORIENTADOR – Prof. Dr. José Carlos Frantz

Volume I

Porto Alegre – 2013

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

**O CORPO VÁRZEA DO MACACO E AS MINERALIZAÇÕES  
DE CROMO, NIQUEL E COBRE, COMPLEXO MÁFICO-  
ULTRAMÁFICO JACURICI, CRÁTON SÃO FRANCISCO,  
BAHIA.**

**JOÃO RODRIGO VARGAS PILLA DIAS**

ORIENTADOR – Profa. Dra. Juliana Charão Marques

COORIENTADOR – Prof. Dr. José Carlos Frantz

**BANCA EXAMINADORA**

Prof. Dr. Antônio Pedro Vieiro – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Brasil

Prof. Dr. Viter Magalhães Pinto – Centro de Desenvolvimento Tecnológico, Universidade Federal de Pelotas, Brasil

Dr. Werner Weber – Mineração Serra Grande, AngloGold Ashanti, Brasil

Dissertação de Mestrado apresentada como  
requisito parcial para a obtenção do Título de  
Mestre em Ciências.

Porto Alegre – 2013

---

# UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

**Reitor:** Carlos Alexandre Netto

**Vice-Reitor:** Rui Vicente Oppermann

## INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**Diretor:** André Sampaio Mexias

**Vice-Diretor:** Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Dias, João Rodrigo Vargas Pilla

O corpo Várzea do Macaco e as mineralizações de Cromo, Níquel e Cobre, Complexo Máfico-ultramáfico Jacurici, Cráton São Francisco, Bahia . / João Rodrigo Vargas Pilla Dias. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2014.  
[63 f.] il.

Dissertação (Mestrado).- Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2014.

Orientador(es): Juliana Charão Marques  
Coorientador(es): José Carlos Frantz

1. Metalogênese. 2. Petrografia. 3. Sulfeto. 4. Máfico-ultramáfico. I.  
Título.

CDU 55

---

Catálogo na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Veleida Ana Blank      CRB 10/571

## AGRADECIMENTOS

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.

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

Ao CAEG e seus frequentadores, todos que fazem o centro acadêmico acontecer, pelo espaço, amizades, risadas, Horas Felizes, aprendizados geológicos, chimarrões, hospitalidade e por me fazer me sentir em casa.

À Mineração Vale do Jacurici S/A, do grupo FERBASA, especialmente o Eng. José Ronaldo Sobrinho e os geólogos Carlos J. C. de Carvalho, Francisco X. Bezerra, Eraldo B. Cabral, Harlem Henkel S. Cunha, Adriano S. Bellitardo, Almir O. Jr., Kleiton C. Sales, André L. D. Santos e todo o corpo técnico da Fazenda Ipueira por todo o apoio logístico e técnico fornecido, por disponibilizar amostras de testemunhos de sondagem, pelo estágio de férias e trabalhos de campo e pelos bons momentos e boas *“resenhas”*.

Ao pessoal do Laboratório de Geologia Isotópica da UFRGS,

Aos colegas Isadora A. Henrichs, Marco S. Castoldi e Milena C. Carniel, Francisco Garcia, Yolanda Caliman pelo apoio prestado.

Aos técnicos Marcelo K. Campos e Juliano R. Krumel pelas excelentes lâminas petrográficas.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo apoio através de concessão de bolsa e por acreditar que com a pesquisa e com ensino se faz um país com pessoas melhores.

Agradeço à Banca Examinadora, os Prof. Dr. Antônio Pedro Vieiro, Dr. Viter Magalhães Pinto e ao Dr. Werner Weber por se disponibilizarem a revisar este trabalho tão de imediato.

Aos que eu esqueci e que merecem.

Agradeço à SEG pelas oportunidades oferecidas.

## RESUMO

O Complexo Máfico-ultramáfico Jacurici, localizado na porção nordeste do cráton do São Francisco, consiste em vários corpos orientados N-S que hospedam o maior depósito de cromita do Brasil com mais de 40 Mt. Esses corpos estão segmentados espacialmente e podem representar uma única intrusão desmembrada tectonicamente, considerando que todos possuem uma espessa camada de cromitito maciço (de até 8 m). O corpo Várzea do Macaco está localizado na parte norte do complexo e também hospeda uma mineralização de Cu-Ni sulfetado. Este estudo descreve o corpo Várzea do Macaco e suas mineralizações e compara com os corpos mais ao sul (Ipueira-Medrado) onde uma evolução petrológica já foi estabelecida para o complexo. O corpo estudado está invertido estratigraficamente e separado em 5 blocos, deslocados lateralmente por falhamentos tardios. É formado por dunito, lherzolito, piroxenito, olivina websterito, cromitito, gabronorito, com variadas intensidades de serpentinização e localmente está fortemente afetado por metamorfismo e metassomatismo. A mineralização sulfetada ( $Po_{\pm}Pn_{\pm}Cpy$ ) está concentrada nas proximidades da camada de cromitito principal e ocorre de duas formas: uma primária magmática, com sulfetos intersticiais associados à olivina e piroxênio, variando de fino disseminado a grossos; ou como sulfetos remobilizados associados à zonas metassomáticas, onde vênulas e lentes de sulfetos interceptam a estratificação magmática e a foliação metamórfica. O intervalo onde sulfetos magmáticos e o minério de cromo ocorrem é caracterizado pela presença de anfibólio magmático, que possivelmente favoreceu o metamorfismo e as transformações metassomáticas posteriores que afetam mais intensamente este intervalo. Nas lentes de sulfetos remobilizados a calcopirita é levemente mais abundante, sugerindo um aumento na razão Cu/Ni. Comparado com Ipueira-Medrado, o Várzea do Macaco é significativamente enriquecido em clinopiroxênio, mas pode ser subdividido da mesma maneira. Possivelmente ambos os corpos fazem parte de um mesmo sistema intrusivo caracterizado por magmas primitivos com altos conteúdos de Mg e Ni. A contaminação crustal é considerada como gatilho para a mineralização de cromita. Por outro lado, na área de Várzea do Macaco o contaminante provavelmente foi diferente, o que permitiu a saturação de enxofre no corpo.

## ABSTRACT

The Jacurici Mafic-ultramafic Complex, located in the northeastern portion of the São Francisco craton, consists of several N-S oriented layered bodies that host the largest chromite deposit in Brazil (more than 40 Mt). These bodies are spatially separated and could represent a single intrusion tectonically disrupted, considering all bodies host a very thick (up to 8m) chromitite. The Várzea do Macaco body is located in the northern part of the Complex and also host a Ni-Cu sulfide mineralization. This study describes the Várzea do Macaco body and its mineralization in order to compare with the southern intrusions (Ipueira-Medrado) where a petrological evolution was previously established for the complex. The studied body is stratigraphically inverted and disrupted in five blocks, laterally dislocated by late faults. It is constituted by dunite, lherzolite, olivine websterite, chromitite and gabbro-norite with variable amount of serpentinization and is locally highly affected by metamorphism and metasomatism. The sulfide ore ( $Po \pm Pnd \pm Cpy$ ) is concentrated spatially close to the main chromitite layer and occurs in two distinct circumstances: one primary magmatic with interstitial sulfides occurring associated with olivine and pyroxene and varying from fine disseminated to coarse grained; and as a remobilized ore, with sulfides associated to the metasomatic zones where coarse grained sulfide patches occur associated to veinlets or lenses that crosscut the primary layering. The interval where magmatic sulfide and chromitite ores occur is characterized by the presence of magmatic amphibole which possibly favored late metamorphism and metasomatism transformation that affect more intensively this interval than the rest of the body. In the remobilized sulfide lenses and patches, the amount of chalcopyrite is higher suggesting a possible increase in the Cu/Ni ratio. Comparing to Ipueira-Medrado, the Várzea do Macaco is significantly enriched in clinopyroxene, but can be subdivided in the same way of the former. Possibly, both bodies are part of a single intrusive system characterized by a primitive magma with high Mg and Ni contents. The chromite mineralization are considered to be triggered by crustal contamination. On the other hand, the contaminant were possibly distinct at Várzea do Macaco area allowing sulfide saturation.

## LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1: MAPA DE LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	8
FIGURA 2: DIAGRAMA DE CLASSIFICAÇÃO DAS ROCHAS MÁFICAS E ULTRAMÁFICAS.....	11
FIGURA 3: MAPA GEOLÓGICO DO COMPLEXO BUSHVELD..	13
FIGURA 4: SEÇÃO GEOLÓGICA OESTE-LESTE DE NORIL'SK.....	16
FIGURA 5: DIAGRAMA ESQUEMÁTICO DA COLUNA DE UM MICROSCÓPIO ELETRÔNICO DE TRÊS LENTES.....	18
FIGURA 6: O EFEITO DE BORDA EM UMA IMAGEM DE ELÉTRONS SECUNDÁRIOS .....	19
FIGURA 7: RANGE DOS ELÉTRONS EM FUNÇÃO DA ENERGIA DO FEIXE DE ELÉTRONS INCIDENTE .....	19
FIGURA 8: ESPALHAMENTO ELÁSTICO .....	20
FIGURA 9: SIMULAÇÃO DA TRAJETÓRIA DOS ELÉTRONS E DOS PONTOS DE EMISSÃO DE UM FÓTON DE RAIOS-X CARACTERÍSTICOS.....	20
FIGURA 10: RELAÇÃO ENTRE BACKSCATTERING COEFFICIENT E O NÚMERO ATÔMICO.....	21
FIGURA 11: EMISSÃO DE ELÉTRONS SECUNDÁRIOS PELO FEIXE INCIDENTE E PELA EMISSÃO DE UM BSE.....	22
FIGURA 12: ESPECTRO DE RAIOS-X VS ENERGIA DOS FÓTONS EMITIDOS.....	22
FIGURA 13: MAPA DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO. ....	24
FIGURA 14: BLOCOS ARQUEANOS APÓS A COLISÃO QUE FORMOU O ORÓGENO ITABUNA-SALVADOR-CURACÁ. ....	25
FIGURA 15: PERFIS GEOTECTÔNICOS E-W NO NNE DO ESTADO DA BAHIA. ....	26
FIGURA 16: LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO E GEOLOGIA DA REGIÃO. ....	28
FIGURA 17: SEÇÃO ESQUEMÁTICA GENERALIZADA DO SILL IPUEIRA-MEDRADO COM OS PRINCIPAIS EVENTOS PETROLÓGICOS. ....	29
FIGURA 18: MAPA GEOLÓGICO DO CORPO VÁRZEA DO MACACO.....	30
-----PUBLICAÇÃO-----	
FIGURA 19: MAPA DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO. ....	3
FIGURA 20: LOCALIZAÇÃO DO CORPO VÁRZEA DO MACACO E GEOLOGIA DA REGIÃO. ....	4
FIGURA 21: MAPA GEOLÓGICO DO CORPO VÁRZEA DO MACACO.....	5
FIGURA 22: SEÇÃO GEOLÓGICA REPRESENTATIVA DO CORPO VÁRZEA DO MACACO.....	6
FIGURA 23: FEIÇÕES DO DUNITO. ....	8
FIGURA 24: FEIÇÕES DO LHERZOLITO.....	9
FIGURA 25: FEIÇÕES PETROGRÁFICAS DO PIROXENITO.....	11
FIGURA 26: FEIÇÕES DO GABRONORITO. ....	12
FIGURA 27: FEIÇÕES DO CROMITITO.....	14
FIGURA 28: FEIÇÕES DA MINERALIZAÇÃO SULFETADA MAGMÁTICA. ....	15
FIGURA 29: ANÁLISES EDS DA FIG. 10E. ....	15
FIGURA 30: FEIÇÕES DA MINERALIZAÇÃO SULFETADA REMOBILIZADA.....	16
FIGURA 31: ANÁLISES EDS DA FIG. 12E. ....	17

## SUMÁRIO

<b>CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO</b>	
1.1.	ESTRUTURA ..... 6
1.2.	APRESENTAÇÃO ..... 6
1.3.	OBJETIVO ..... 7
1.4.	LOCALIZAÇÃO ..... 7
<b>CAPÍTULO 2 - ESTADO DA ARTE</b>	
2.1.	INTRODUÇÃO ..... 10
2.2.	ROCHAS MÁFICA-ULTRAMÁFICAS E MAGMAS BÁSICOS ..... 10
2.3.	INTRUSÕES MÁFICA-ULTRAMÁFICAS E MINERALIZAÇÕES ASSOCIADAS ..... 12
2.4.	INTRUSÕES ESTRATIFORMES E DEPÓSITOS DE CROMITA ..... 13
2.5.	DEPÓSITOS DE NÍQUEL-COBRE SULFETADO ..... 15
2.6.	MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA ..... 17
2.7.	GEOLOGIA REGIONAL ..... 23
2.8.	GEOLOGIA LOCAL ..... 27
	REFERÊNCIAS ..... 32
<b>CAPÍTULO 3 - PUBLICAÇÃO CIENTÍFICA ..... 35</b>	
	ANEXOS ..... 61
	ANEXO A – HISTÓRICO ESCOLAR ..... 61
	ANEXO B – RELATÓRIO DE DESEMPENHO ACADÊMICO ..... 61

# ***CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO***

---

*1.1. Estrutura da dissertação*

*1.2. Apresentação*

*1.3 Objetivo*

*1.4. Localização e acesso*

### **1.1. ESTRUTURA DESTA DISSERTAÇÃO:**

Esta dissertação de mestrado está estruturada em torno de artigos publicados em periódicos ou publicações equivalentes. Conseqüentemente, sua organização compreende as seguintes partes principais:

- a) Introdução sobre o tema e descrição do objeto de pesquisa de Mestrado, onde estão sumarizados os objetivos, a filosofia de pesquisa desenvolvida e o estado da arte sobre o tema de pesquisa.
- b) Artigos publicados em periódicos ou submetidos a periódicos com corpo editorial permanente e revisores independentes, ou publicações equivalentes (capítulo de livro de publicação nacional ou internacional com corpo de revisores independentes), escritos pelo autor durante o desenvolvimento de seu Mestrado.
- c) Anexos, compreendendo: artigo (s) nos quais o pós-graduando é coautor, resumo(s) e artigo(s) publicado(s) em eventos, relacionado(s) ao tema central da dissertação, bem como documentação pertinente de natureza numérica (tabelas, cálculos), gráfica (figuras, diagramas, mapas, seções) e fotográfica que, por sua dimensão e/ou natureza não pode ser incluída no(s) artigo(s).

### **1.2. APRESENTAÇÃO**

O desenvolvimento deste trabalho se deu sob a orientação dos Profs. Juliana Charão Marques e José Carlos Frantz, no Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. O alvo de estudo foi o corpo Várzea do Macaco, porção norte do Complexo Jacurici.

Este Complexo está localizado na parte nordeste do Cráton do São Francisco ao longo do vale do rio Jacurici, consiste em cerca de 15 corpos máfico-ultramáficos estratificados e hospeda o principal depósito de cromita do Brasil. Os depósitos de cromita são atualmente explorados pela Mineração Vale do Jacurici S/A da FERBASA – Companhia Ferro Ligas da Bahia. A maioria das intrusões desse complexo são pouco conhecidas na literatura científica, sendo o segmento Ipueira-Medrado o único que possui publicações. Destacam-se os trabalhos de Marques (2001), Marques & Ferreira Filho (2003) e Marques *et al.* (2003) Deus & Viana (1982), Oliveira *et al.* (2004), entre outros. Marques *et al.* (2005) identificaram

também uma mineralização de Ni-Cu na porção norte do Complexo Jacurici, hospedada no corpo Várzea do Macaco, que é objeto de estudo do presente trabalho. Em função dos trabalhos supracitados, os corpos são entendidos como pertencentes a um mesmo sistema intrusivo estratificado, posteriormente desmembrado tectonicamente, embora ainda haja necessidade de melhor documentação desse aspecto.

A relevância deste projeto de pesquisa é que o Várzea do Macaco apresenta uma potencialidade importante para hospedar um depósito de Ni-Cu em uma região que é pouco conhecida geologicamente. Um trabalho de caracterização sistemática desta intrusão e da mineralização é fundamental para o entendimento das relações petrogenéticas, metalogenéticas e para a correlação com corpos similares adjacentes. Este estudo é a base para o entendimento da metalogênese e para futuros detalhamentos acadêmicos de maior complexidade, como análises isotópicas. Assim, este projeto irá contribuir para o entendimento da evolução magmática do Complexo Jacurici e das mineralizações do corpo Várzea do Macaco, com importantes consequências do ponto de vista prospectivo para a região.

### **1.3. OBJETIVO**

O objetivo deste estudo é descrever o corpo Várzea do Macaco e as suas mineralizações e comparar com intrusões mais ao sul do Complexo Jacurici, especialmente o segmento Ipueira-Medrado. Foram assim estabelecidos como principais objetivos:

- a) Definir a sequência estratigráfica do corpo, em escala de detalhe;
- b) Definir as paragêneses e formas de ocorrência das assembleias minerais ígneas e metamórficas/metassomáticas;
- c) Definir as paragêneses e formas de ocorrência dos minerais de minério;
- d) Comparar os resultados com corpos adjacentes e com outros estudos pertinentes ao tema.

### **1.4. LOCALIZAÇÃO E ACESSO**

O corpo Várzea do Macaco está localizado a aproximadamente 45 km ao norte do município de Andorinha. A cidade de Andorinha situa-se na porção centro-norte

## CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO

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.

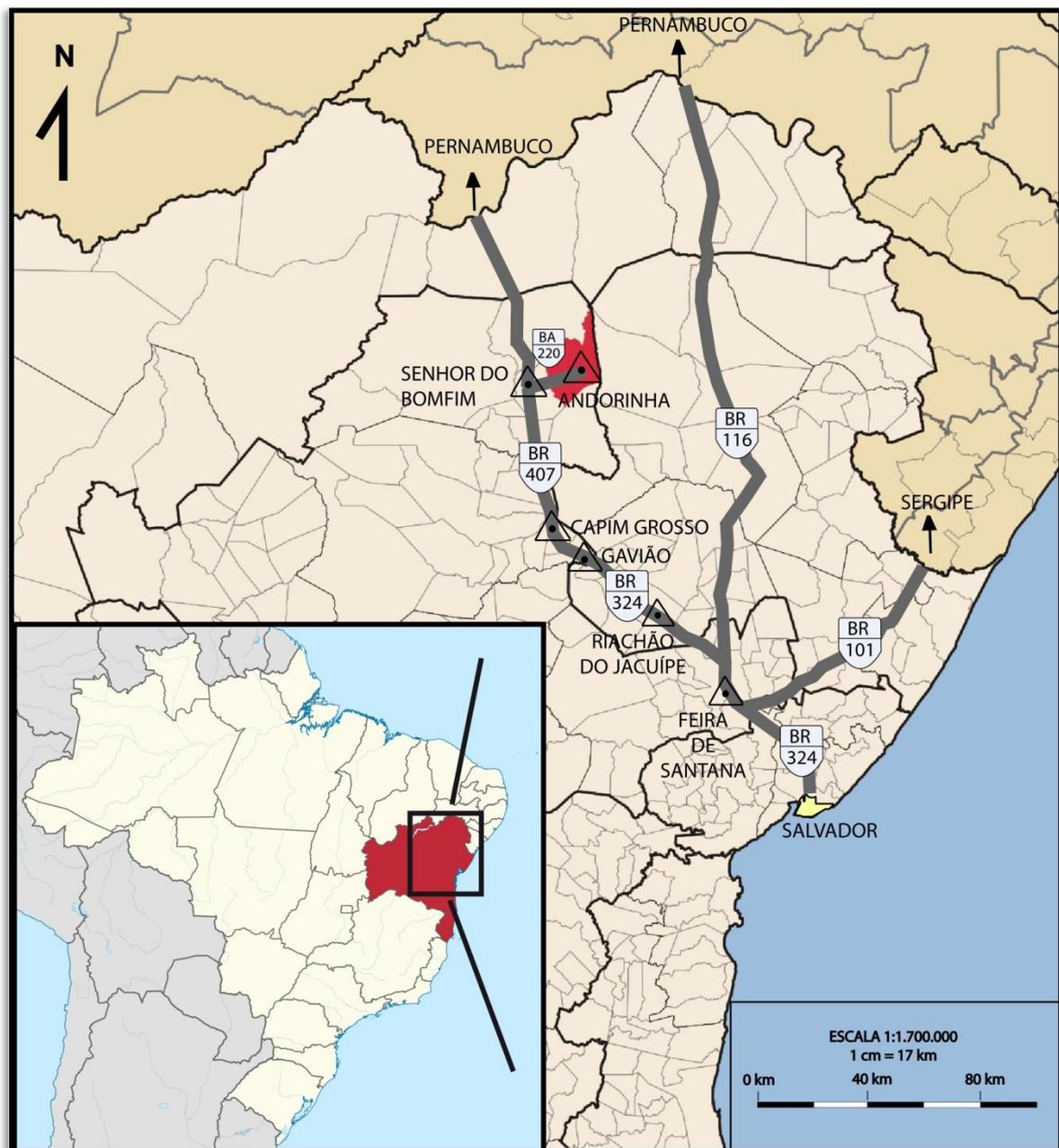


Figura 1: Mapa de localização da área de estudo com as vias de acesso.

## ***CAPÍTULO 2 - ESTADO DA ARTE***

---

*2.1. Introdução*

*2.2. Rochas máfica-ultramáficas e magmas básicos*

*2.3. Intrusões máfica-ultramáficas e mineralizações associadas*

*2.4. Intrusões estratiformes e depósitos de cromita*

*2.5. Depósitos de níquel-cobre sulfetado*

*2.6. Microscopia eletrônica de varredura*

*2.7. Geologia regional*

*2.8. Geologia local*

## **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 explica 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 são as 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* máfico-ultramáficos.

## **2.2. ROCHAS MÁFICA-ULTRAMÁFICAS E MAGMAS BÁSICOS**

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. As rochas ultramáficas são constituídas por olivina, clino ou ortopiroxênio e hornblenda, cuja composição modal de minerais máficos supera 90%. A Figura 2 mostra os diagramas de classificação das rochas máficas e ultramáficas utilizada neste trabalho.

## CAPÍTULO 2 – ESTADO DA ARTE

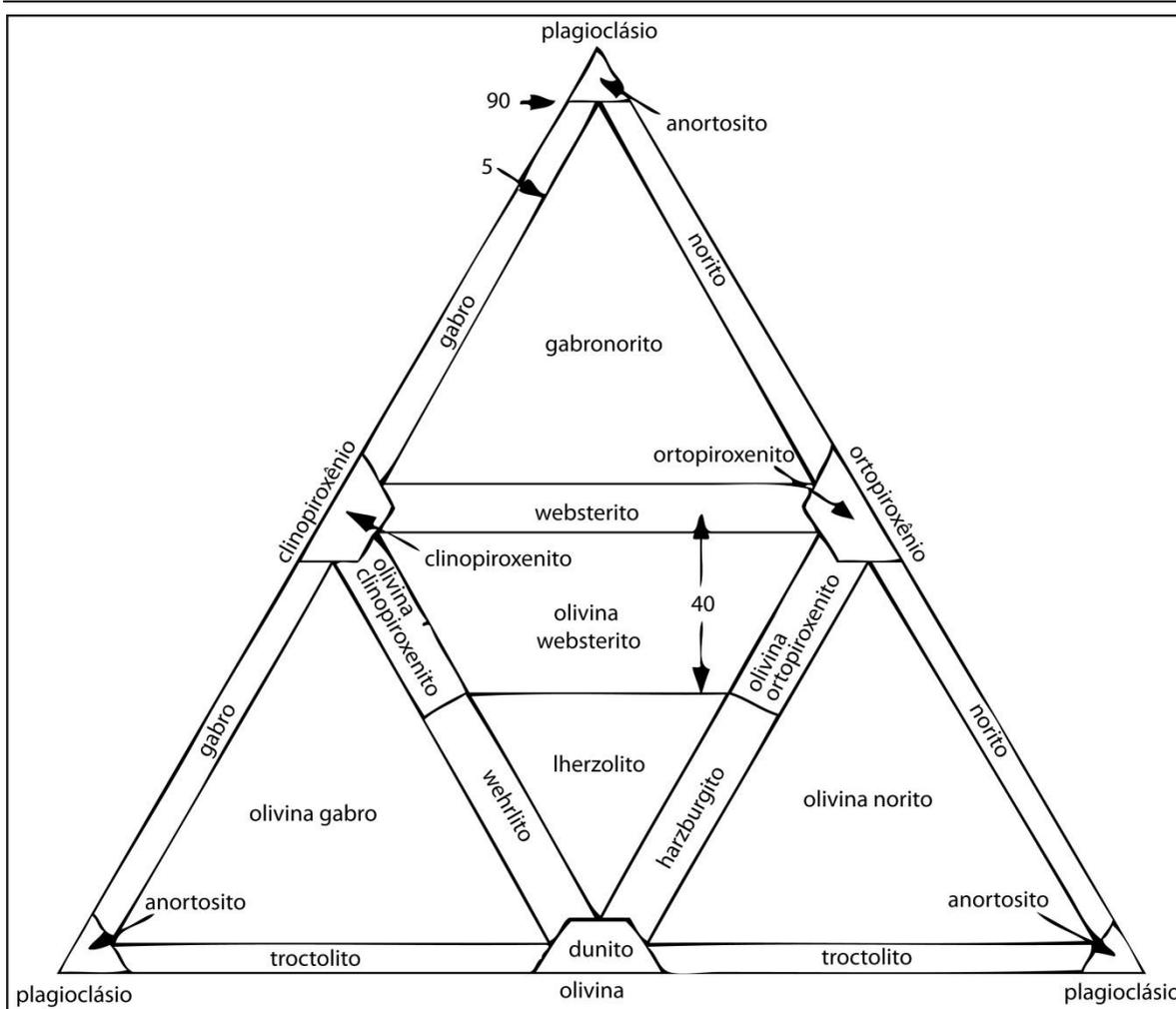


Figura 2: Diagrama de classificação das rochas máficas e ultramáficas. Modificado de Streckeisen, 1976.

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 descompressão adiabática do manto. A descompressão adiabática relacionada às 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, 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-alcalina 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%.

As rochas ultramáficas ocorrem em complexos ofiolíticos, como intrusões em áreas cratônicas, como xenólitos em rochas basálticas altamente subsaturadas em sílica e relacionadas a magmas kimberlíticos de posicionamento tectônico intracontinental e intra-oceânico (Wilson, 1989).

### **2.3. INTRUSÕES MÁFICA-ULTRAMÁFICAS E MINERALIZAÇÕES ASSOCIADAS**

Segundo Eckstrand & Hulbert (2007), depósitos magmáticos de Ni-Cu fornecem atualmente a maior parte do Ni produzido no mundo e ainda concentram reservas substanciais. Tais depósitos são associados a diferentes concentrações de sulfetos na rocha hospedeira, e são classificados de acordo com a natureza do ambiente magmático confinante. Eles podem se formar em horizontes bem definidos (*Reefs*) de grandes intrusões máfica-ultramáficas estratiformes (p. ex. *Merensky Reef* em Bushveld (Figura 3), *J-M Reef* no complexo *Stillwater*) ou ocorrem como corpos únicos de sulfeto ou ainda como grupos, em áreas de dezenas a centenas de km conhecidas como distritos (por exemplo, Sudbury, Thompson, Noril'sk-Talnakh, Kambalda, Raglan).

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 assembleias 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 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  $\text{SiO}_2$  e álcalis, aumento na pressão e ainda a mistura de dois magmas com temperaturas e  $f\text{O}_2$  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).

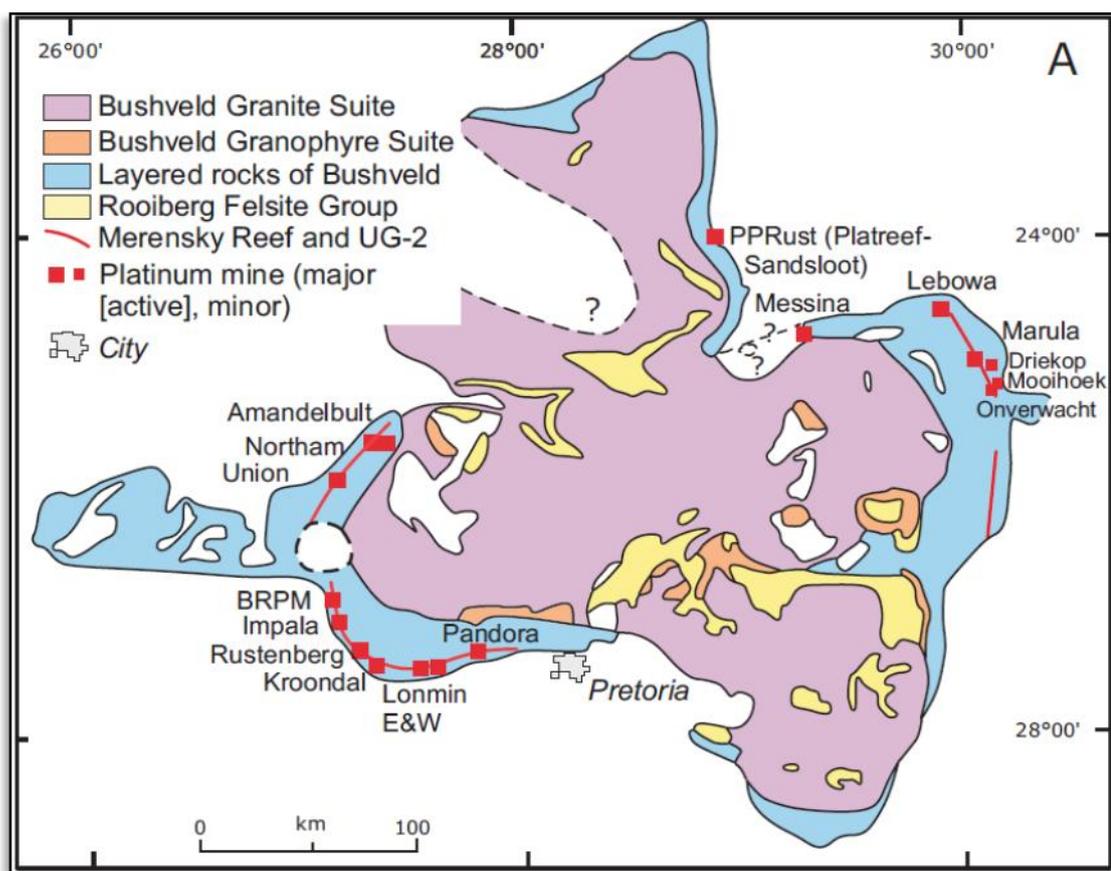


Figura 3: Mapa geológico do Complexo Bushveld. A linha vermelha representa o traço do Merensky Reef e os quadrados vermelhos as minas de platina. (retirado de Eckstrand & Hulbert, 2007).

#### 2.4. INTRUSÕES ESTRATIFORMES E DEPÓSITOS DE CROMITA

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 3), localizado na África do Sul, é uma das principais feições geológicas do nosso planeta. É uma intrusão máfica-ultramáfica com mais de 300 km de comprimento, 200-300 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 3), 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.

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 serpentinizada; *cumulados* de cromita com 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.

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

## CAPÍTULO 2 – ESTADO DA ARTE

Depósito	Tipo e forma de Minério	Cr/Fe (máx)	Idade (Ma)	Contexto tectônico e origem
Nova Caledônia	Podiforme, maciço	4.2	10	Tectonitos mantélicos, arco de ilhas, retroarco?
Cuba	Podiforme	2.7	80	Tectonitos mantélicos, Arco do Caribe, <i>Arc-fore arc</i>
Zhob, Paquistão	Podiforme	3.9	90	Tectonitos ofiolíticos? Orógeno Himalaiano
Acoje, Filipinas	Podiforme	3.3	80	Tectonitos, arco da Filipinas, <i>arc-fore arc</i> ?
Troodos, Chipre	Podiforme	2.7	80	Ofiolitos, tectonitos+cumulados, dorsal?
Semail, Omã	Podiforme, maciço	3.7	95	Tectonitos, orógeno Alpino, dorsal?
Faryab, Iran	Podiforme	3.5	80	Ofiolito, orógeno Alpino?
Orhaneli, Turquia	Podiforme, maciço	4.2	90	Cumulado+tectonitos, orógeno Alpino
Kalimash, Albânia	Podiforme	3.0	130	Cumulado+tectonitos, orógeno Alpino
Kempirasai, Urais	Podiforme	3.9	420	Cumulados, Urais, arco-retroarco?
Thetford, Canadá	Podiforme	3.0	500	Cumulados+tectonitos, orógeno Apalachiano, arco?
Skaergaard	Estratiforme <i>sheet</i>	0.7	52	Rifte de margem continental
Muskox, Canadá	Estratiforme dique	1.2	1160	Escudo rifteado
Campo Formoso, Brasil	Estratiforme <i>sill</i>	2.2	2000?	Margem de escudo falhada, metamorizada
Bushveld, Transvaal	Estratiforme lobulado	2.6	2030	Escudo rifteado ou extensão acima da subducção?
Kemi, Flalândia	Estratiforme <i>sheet</i>	2.6	2430	Margem de escudo falhada e basculada
Great Dyke, Zimbabwe	Estratiforme dique	3.2	2460	Escudo rifteado
Stillwater	Estratiforme <i>sheet</i>	2.8	2740	Escudo falhado e basculhado
Bird River <i>Sill</i> , Canadá	Estrat. deformado	1.5	2700?	<i>Sill</i> Máfico-ultramáfico dobrado/falhado, <i>greenstone belt</i>
Mashaba, Zimbabwe	Estrat. deformado	3.9	2900	<i>Sill</i> Máfico-ultramáfico dobrado/falhado, protoescudo
Shurugwi, Zimbabwe	Estrat. desmembrado	4.4	3500	<i>Sill</i> Máfico-ultramáfico dobrado-cavalgado,
Akília, Groelândia	Estrat. desmembrado	1.8	3600?	Terreno gnáissico de alto grau dobrado e falhado

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

## 2.5. DEPÓSITOS DE NÍQUEL-COBRE SULFETADO

Um dos maiores depósitos de níquel do mundo ocorre em uma intrusão cratônica, na região de Noril'sk, Rússia (Naldrett, 1992) (Figura 4). 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 soergimento da anticlinal Kayerkan-Pyasino, foram responsáveis pela exposição na superfície das intrusões.

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 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 4). 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.

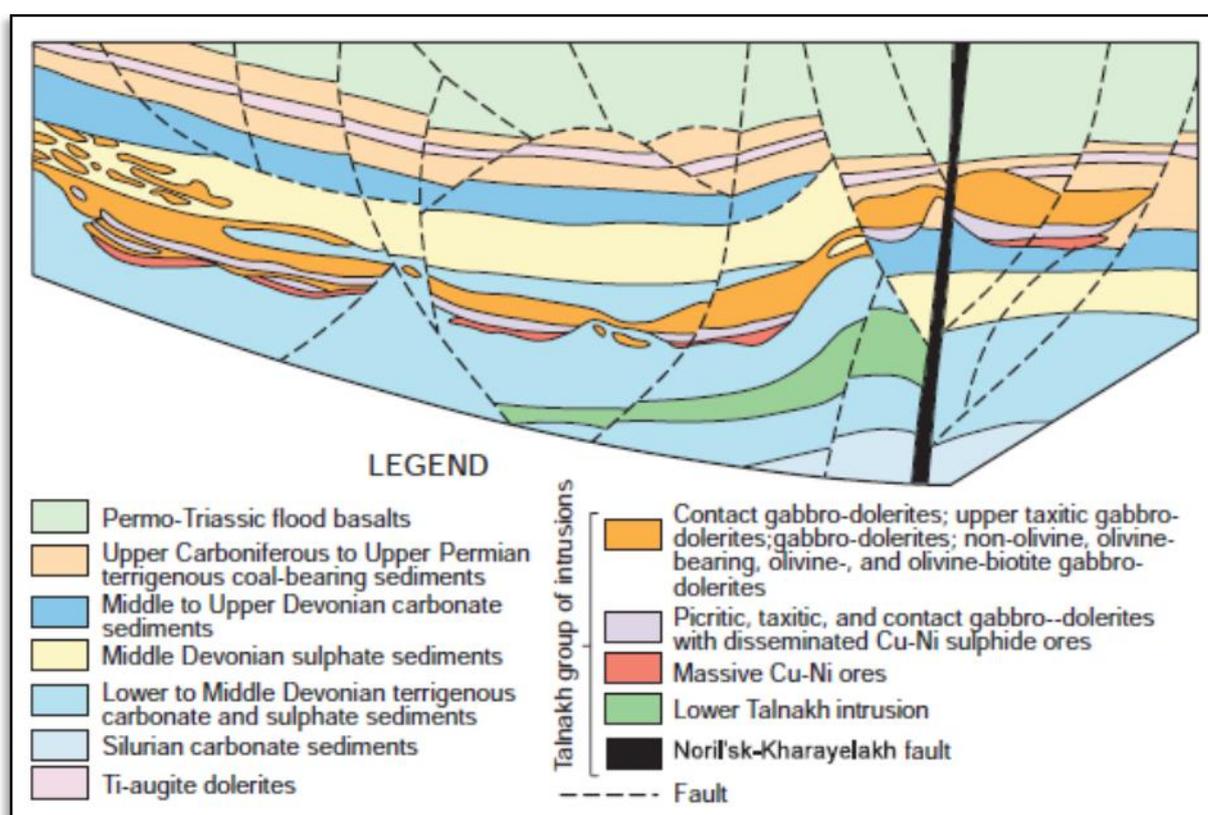


Figura 4: Seção geológica oeste-leste de Noril'sk (extraído de Eckstrand & Hulbert, 2007).

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 picríticos formam camadas lenticulares a tabulares dentro dos *sills*. Os sulfetos geralmente formam esferas de calcopirita, pentlandita, e pirrotita centimétricas dispersas no gabro-dolerito 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. 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 5). 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. 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 eletromagnético que condensa o feixe no eixo do equipamento em direção à amostra (análoga às lentes convexas de vidro usadas pra focar a luz). Diafragmas eliminam a parte não desejada do feixe.

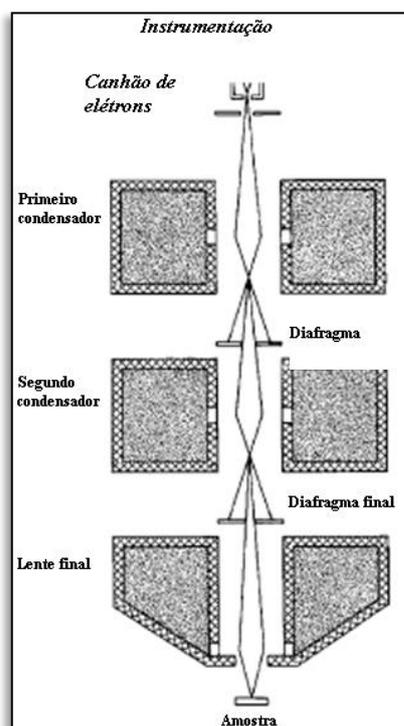


Figura 5: Diagrama esquemático da coluna de um microscópio eletrônico de três lentes. Diafragmas interceptam a parte não desejada do feixe. (Modificado de S. J. B. Reed, 2005.)

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 6a), do que com o feixe incidindo na normal da amostra (ou seja, a 90°, Figura 6b). 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  $\rho$  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 trabalho de Kanaya and Okayama, 1972, e os *ranges* de alguns elementos estão plotados no gráfico da Figura 7.

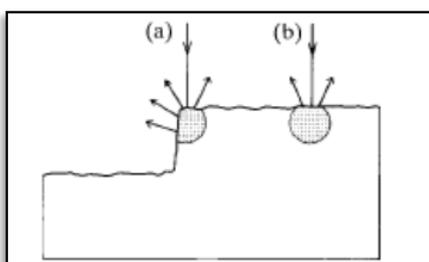


Figura 6: O efeito de borda em uma imagem de elétrons secundários: o sinal é reforçado quando o feixe incide em uma aresta (a) comparado com a superfície (b). (Cortesia de S. J. B. Reed, 2005).

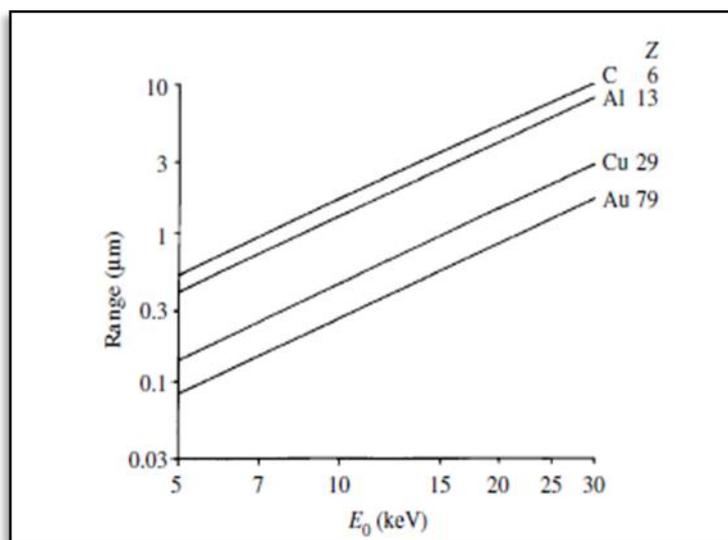


Figura 7: Range dos elétrons (definido pela linha reta entre o ponto de entrada do elétron na amostra e seu ponto de descanso final) em função da energia do feixe de elétrons incidente ( $E_0$ ), para elementos de diferentes números atômicos. (Gentileza: Kanaya and Okayama, 1972).

As interações elásticas com os núcleos atômicos da amostra envolvem grandes deflexões nas trajetórias dos elétrons incididos, sem grandes perdas de energia, devido à grande massa do núcleo comparada com a do elétron (Figura 8). 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.

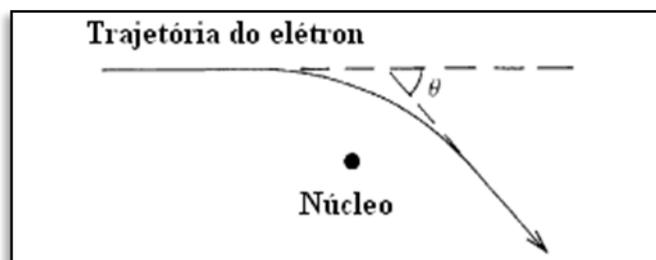


Figura 8: Espalhamento elástico: um elétron incidente sofre deflexão (sem perda significativa de energia) em sua trajetória ao passar perto de um núcleo atômico carregado positivamente. (Modificado de S. J. B. Reed, 2005).

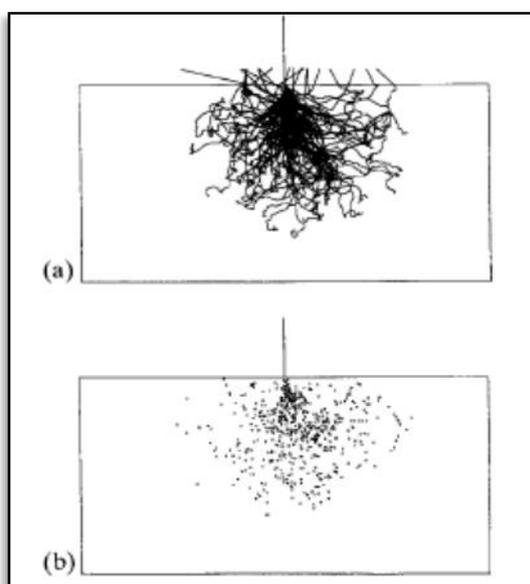


Figura 9: Simulação da trajetória dos elétrons (a) e dos pontos de emissão de um fóton de raios-X característicos (b) em uma amostra de silício. O retângulo possui 3  $\mu\text{m}$  de altura (Retirado de S. J. B. Reed, 2005).

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 replicar o acaso na determinação do ângulo de deflexão (Joy, 1995). Um exemplo dessa simulação é ilustrado na Figura 9a.

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 secundários também são gerados pela emissão de um elétron retro espalhado, como mostra o esquema da Figura 11. Finalmente, a imagem produzida mostrará tons mais brilhantes (mais detecções) para elementos de maior  $Z$ , e tons escuros para os leves.

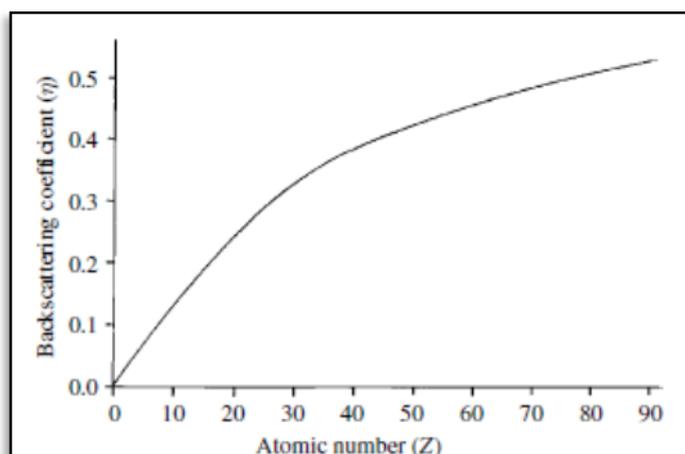


Figura 10: Relação entre backscattering coefficient ( $\eta$ ) e o número atômico ( $Z$ ). Quanto mais pesado o elemento, mais elétrons emergem da amostra. (Retirado de S. J. B. Reed, 2005).

Paralelo a isso, outro efeito causado pelo bombardeamento de elétrons em um sólido é a produção de raios-X (Figura 9b) 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 12), cujo efeito é basicamente limitar a 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 incidente 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 12). 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”.

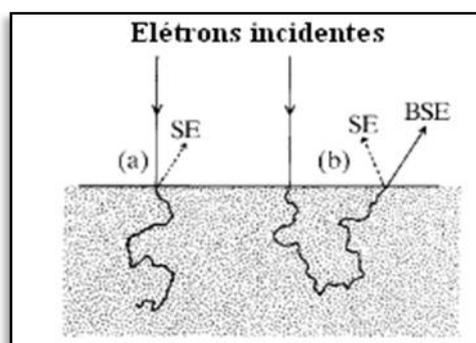


Figura 11: Emissão de elétrons secundários pelo feixe incidente (a) e pela emissão de um BSE (b). (Modificado de S. J. B. Reed, 2005.)

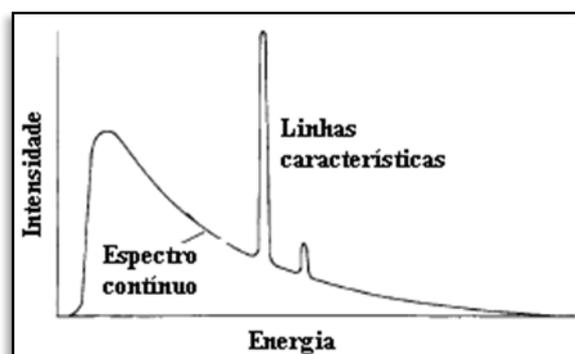


Figura 12: Espectro de raios-X plotado contra a energia dos fótons emitidos. As linhas características se ressaltam sobre o espectro contínuo (Modificado de S. J. B. Reed, 2005).

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), geralmente utilizado para análises de microsonda eletrônica. O ED registra todas as energias simultaneamente, e produz um gráfico de intensidade *versus* energia do fóton de raios-X (Figura 12). 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 imageamentos é utilizado o ouro, ligas de ouro-paládio, cromo ou ainda irídio.

## **2.7. 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 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 13) (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 sequências 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 14) é considerado como um importante segmento crustal exposto ao longo da Costa Atlântica, que passa por Salvador e estende-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 13, Figura 14).

O bloco Serrinha é composto por terrenos Arqueanos de alto grau retrabalhados no Paleoproterozóico, pelos complexos Uauá e Santa Luz, e sequências supracrustais de importante caráter econômico conhecidas por *greenstone belts* do Rio Itapicuru e Capim (Figueiredo & Barbosa 1993).

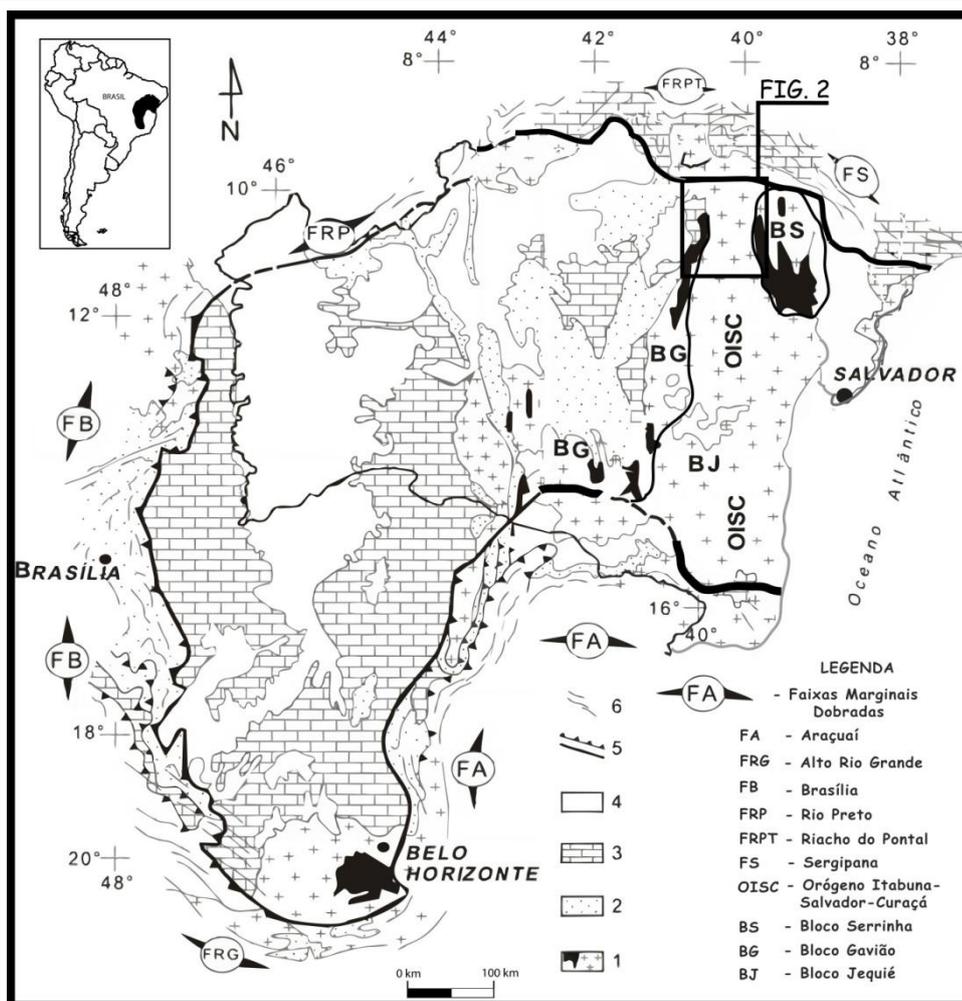


Figura 13: Mapa do Cráton do São Francisco. 1. Embasamento Arqueano/Paleoproterozóico com sequências greenstone belts e o Grupo Jacobina (em preto); 2. Coberturas Mesoproterozóicas do Supergrupo Espinhaço 3. Coberturas Neoproterozóicas do Supergrupo São Francisco; 4. Coberturas Fanerozóicas; 5. Limites do Cráton (Ussami 1993); 6. Cinturões de dobramentos Brasileiros. A região estudada está na área destacada (Modificado de Barbosa *et al.*, 2003b).

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 exibe 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 anfífolito possuem enclaves gabróicos e constituem o embasamento dos *Greenstone Belts* do Rio Itapicuru e Rio Capim, ambos do Paleoproterozóico. No Bloco Gavião ocorrem dois grupos de TTGs,

## CAPÍTULO 2 – ESTADO DA ARTE

ambos metamorizados no fácies anfibolito e datados por U-Pb SHRIMP em zircões, constituindo uma das crostas continentais mais precoces da Bahia.

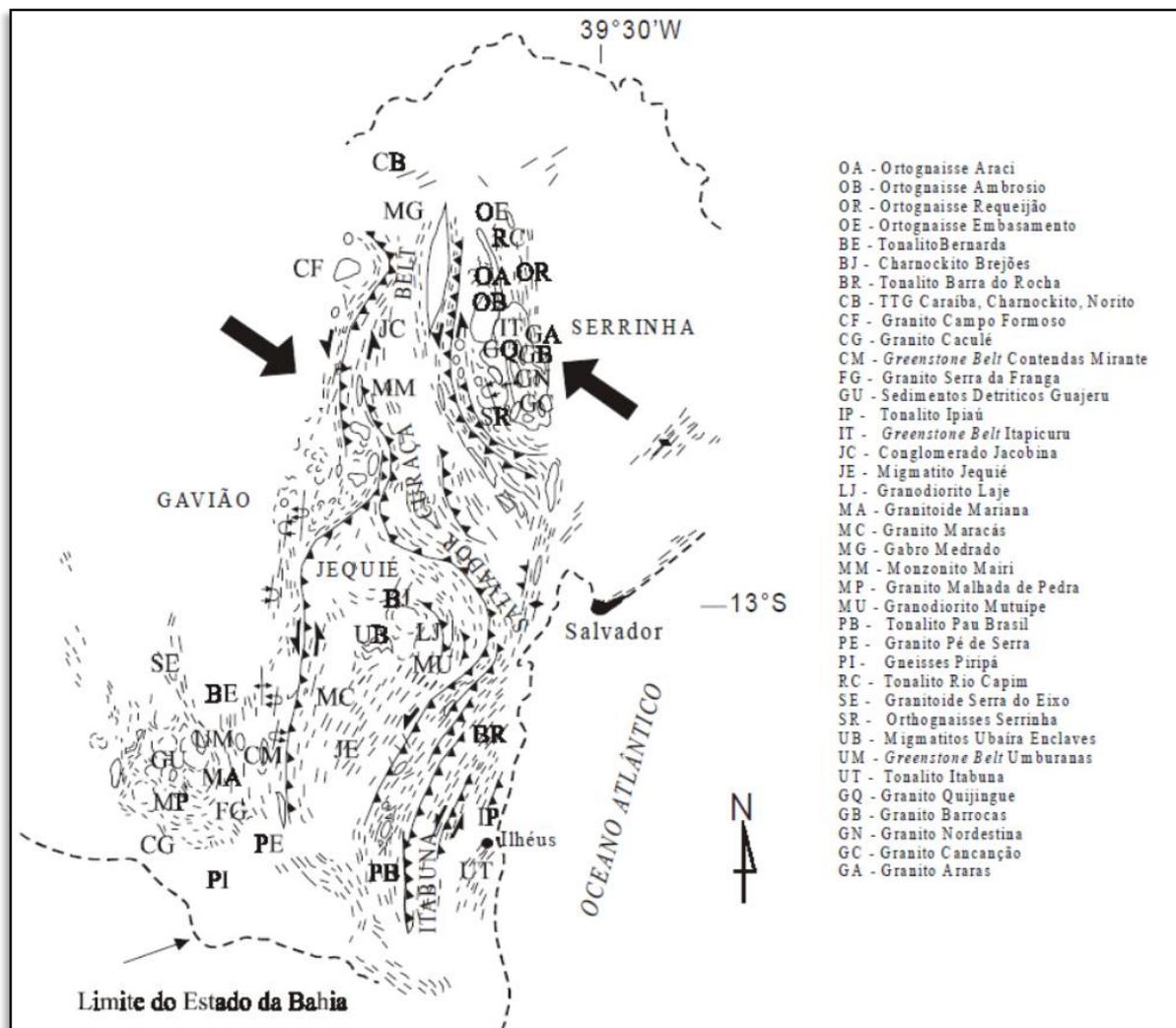


Figura 14: Detalhe dos blocos arqueanos após a colisão paleoproterozóica que formou o Orógeno Itabuna-Salvador-Curacá. Setas indicam o campo de tensão regional. Barbosa & Sabaté 2003.

No primeiro grupo, com idades entre 3,4–3,2 Ga (TTG Sete Voltas/Boa Vista Mata Verde e Tonalito Bernarda) Martin *et al.* 1991 mostram que este se originou por fusão de basaltos toleíticos e deixando anfibolitos ricos em granada ou eclogitos como resíduos. O segundo, com idades de 3,2-3,1 Ga. (Granitóides Serra do Eixo/Mariana/Piripá) teve origem similar, mas foi submetido à contaminação crustal (Barbosa *et al.* 2003). Quanto às sequências vulcanossedimentares deste Bloco, estudos recentes mostram que a maioria se trata de *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-alcálicas (~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* Arqueos deste Bloco (Marinho 1991, *apud* Barbosa *et al.* 2003).

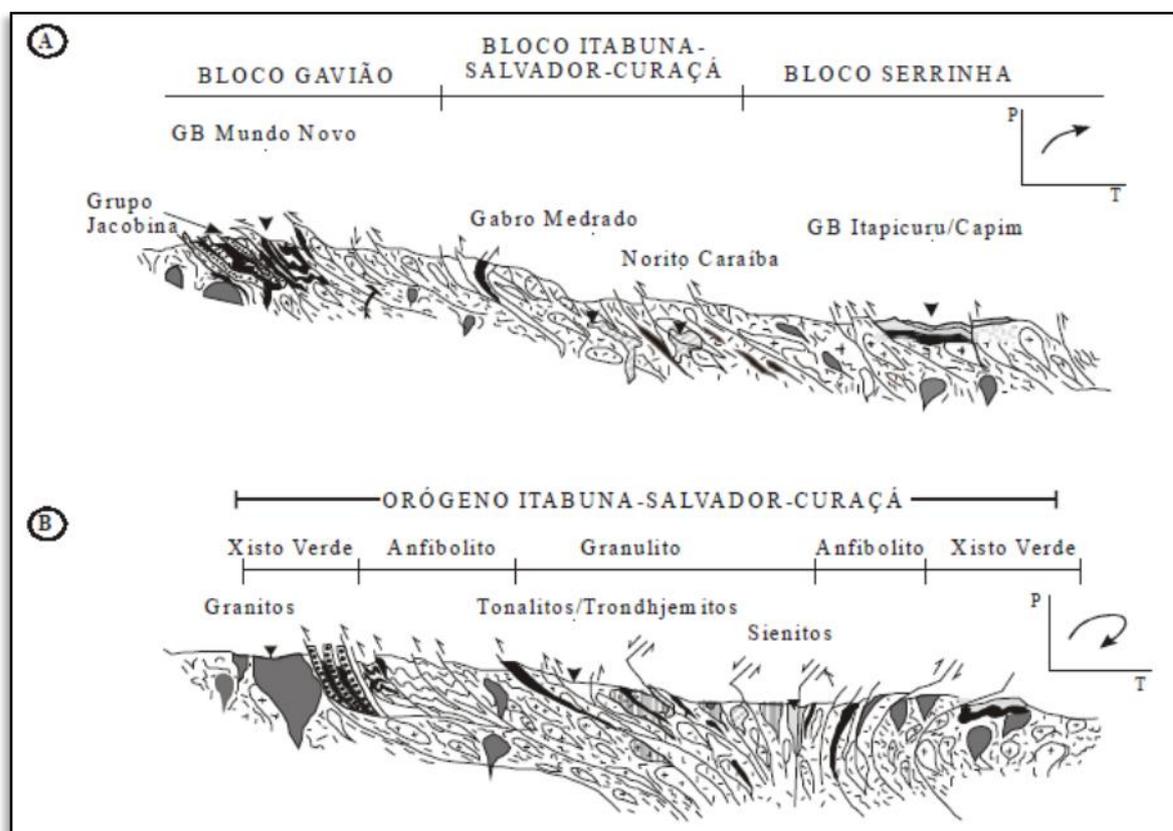


Figura 15: Perfis geotectônicos E-W no NNE do estado da Bahia, destacando apenas rochas de idade paleoproterozóica. (a) Estágio colisional intermediário no Paleoproterozóico com formação dos Greenstone Belts do Itapicuru e do Capim e cavalgamento do embasamento sobre o Grupo Jacobina. As intrusões máfico-ultramáficas de Caraíba e Medrado e de granitos sin-tectônicos 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).

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 15) 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 16) 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.

## **2.8. GEOLOGIA LOCAL**

O Complexo Máfico-Ultramáfico Jacurici (Figura 16) é constituído por diversos corpos estratificados, sendo que o maior e melhor estudado denominado de *Sill* Ipueira-Medrado (*Sill* I-M). Os corpos estão deformados, dobrados e falhados, com metamorfismo de no mínimo fácies anfíbolito superior. O *Sill* Ipueira-Medrado tem cerca de 7 km de comprimento, 500 metros de largura, 300 metros de espessura e hospeda a maior parte do depósito de cromo do complexo, contido em uma única camada maciça de cromitito com até 8 metros de espessura. As reservas estimadas para o complexo são de mais de 40 Mt. Marques & Ferreira Filho (2003) subdividiram o *sill* em 3 zonas principais, baseados na 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 Unidade Ultramáfica Superior; e por fim a Zona Máfica, composta por noritos com proporções variáveis de ortopiroxênio e plagioclásio (Figura 17).

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

## CAPÍTULO 2 – ESTADO DA ARTE

demonstrou que esta camada maciça de cromitito deve ter se formado a partir de a 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.

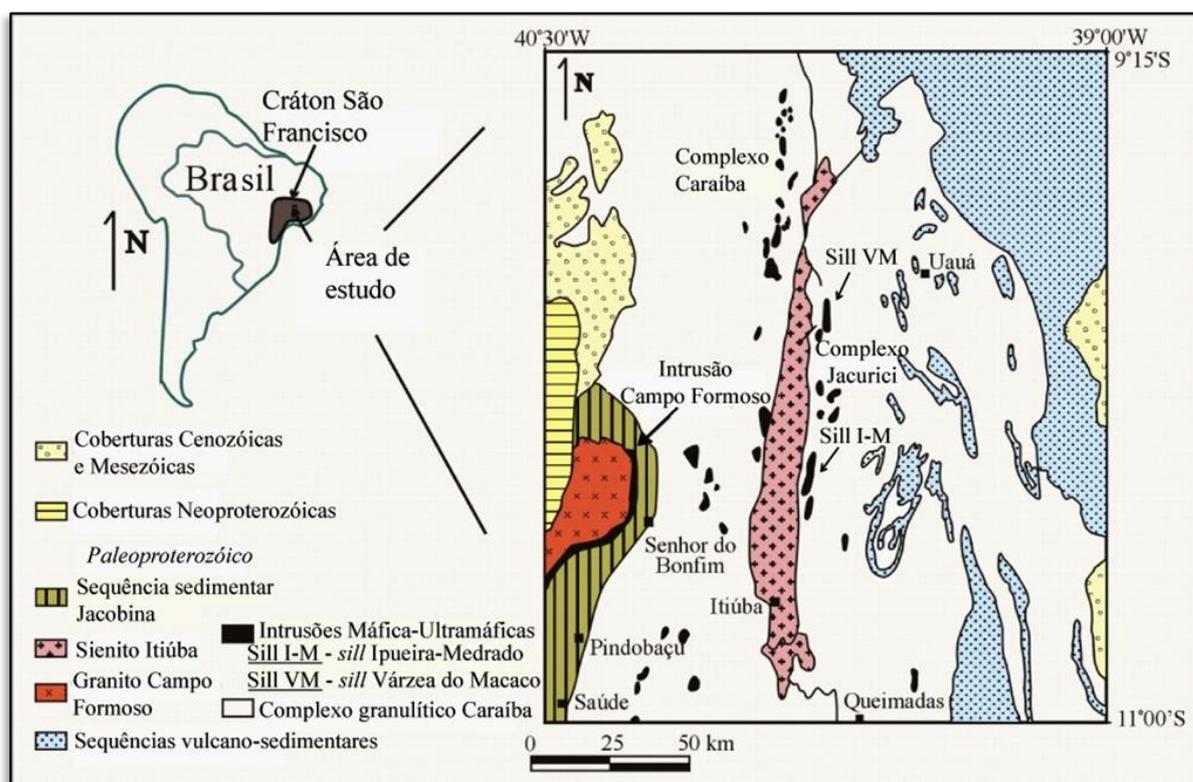


Figura 16: Localização da área de estudo e geologia da região. O Complexo Máfico-ultramáfico Jacurici e o Complexo Caraíba são separados pelo Sienito Itiúba. (modificado de Marques *et al.* 2005).

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 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

## CAPÍTULO 2 – ESTADO DA ARTE

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.

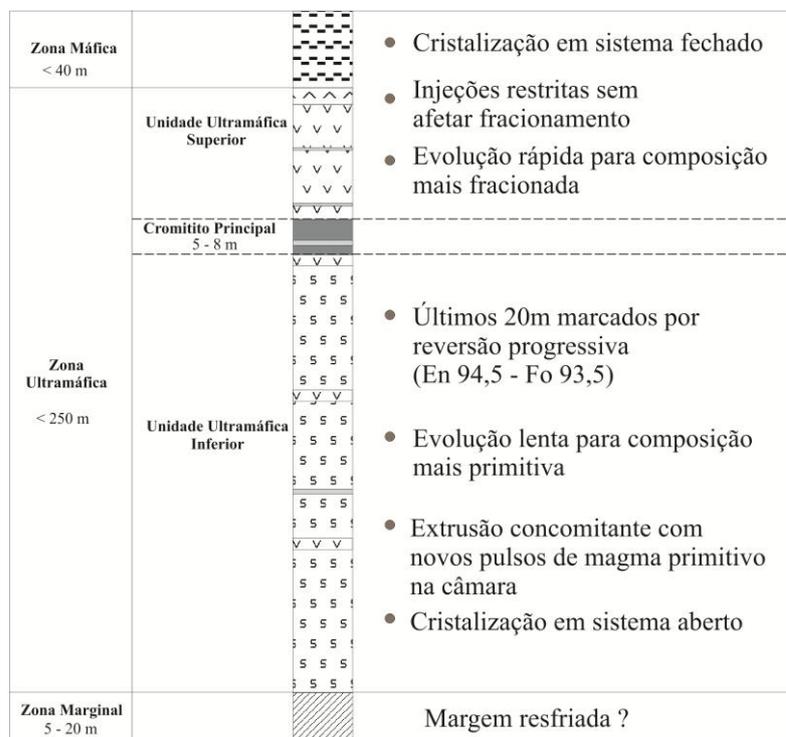


Figura 17: Seção esquemática generalizada do *Sill* Ipueira-Medrado com os principais eventos petrológicos (modificado de Marques, 2003).

Ao norte do *Sill* Ipueira-Medrado ocorre outro corpo, também com nível espesso de cromitito, chamado de Várzea do Macaco (Figura 18). Este corpo possui cerca de 2 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 18), 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 lherzolitos 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 associadas a carbonato que cortam os intervalos com mineralização primária, inclusive camadas de cromitito.

## CAPÍTULO 2 – ESTADO DA ARTE

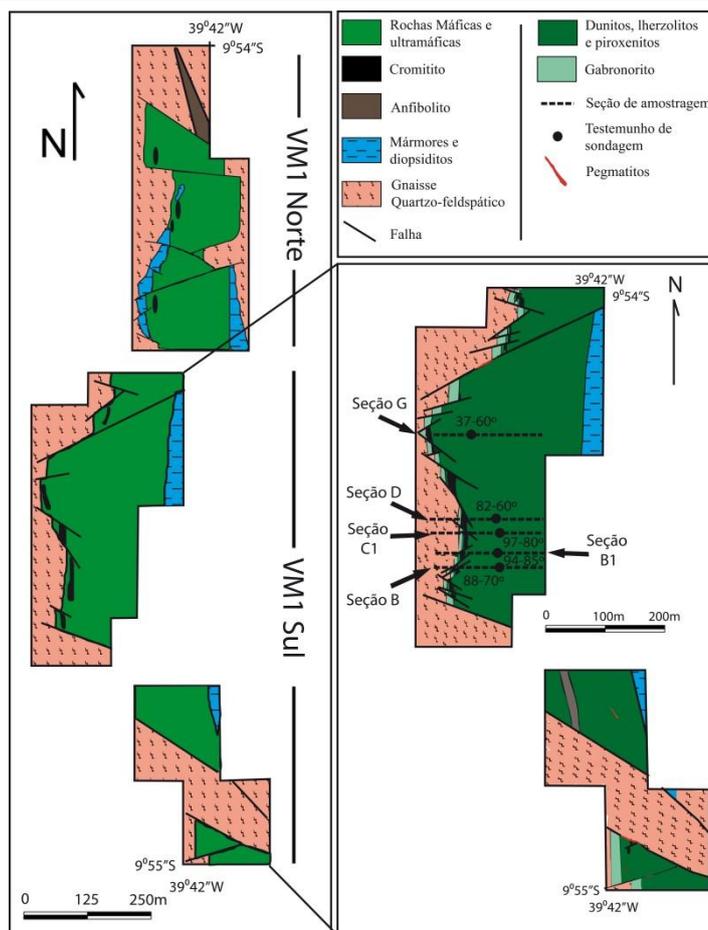


Figura 18: Mapa geológico simplificado do corpo Várzea do Macaco. No detalhe a área de Várzea do Macaco I Sul com a localização das seções de sondagem estudadas (Modificado de Mineração Vale do Jacurici S.A. Divisão de Geologia, mapa inédito).

A descrição detalhada do corpo Várzea do Macaco e das mineralizações de Cr e Ni-Cu sulfetado, bem como a comparação com o segmento Ipueira-Medrado, objetivos desta dissertação, constituem o artigo científico a seguir, que é parte integrante desse trabalho e foi submetido à revista *Brazilian Journal of Geology*.

## ***REFERÊNCIAS***

---

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

---

- Ballhaus, C.G. & Glikson, A.Y., 1995, Petrology of layered mafic-ultramafic intrusions of the Giles Complex, western Musgrave Block, central Australia. *AGSO Journal*, 16/12: 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. *Revista Brasileira de Geociências*, 33 (1-Suplemento): p. 7-14.
- Barbosa J.S.F., Sabaté P., Marinho M.M. 2003b. O Cráton do São Francisco na Bahia: uma síntese. *Revista Brasileira de Geociências*, 33(1): p. 3-6.
- 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;
- Campbell, I.H., and Murck, B.W., 1993, Petrology of the G and H chromitite zones in the Mountain View area of the Stillwater Complex, Montana: *Journal of Petrology*, v. 34, p. 291–316.
- 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.
- Hulbert, L.J.; Von Gruenewaldt, G. 1985. Textural and compositional features of chromite in the Lower and Critical Zones of the Bushveld Complex South of Potgietersrus. *Economic Geology*, 80: 872-895.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

---

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 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, 2005.*

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*

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

---

Volume, Special Symposium 18.4 - Stable and radiogenic isotopes in metallogenesis. CD-ROM.

Naldrett, A. J. 1992, A model for the Ni-Cu-PGE ores of the Noril'sk region and its application to other areas of flood basalt: *Economic Geology*, v. 87, p. 1945-1962.

Naldrett, A.J., Fedorenko, V.A., Asif, M., Lin, S., Kunilov, V.E., Stekhin, A.I., Lightfoot, P.C., and Gorbachev, N.S., 1996a, Controls on the composition of Ni-Cu sulfide deposits as illustrated by those at Noril'sk, Siberia: *Economic Geology*, v. 91, p. 751-773.

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

Rios, D. C.; Conceição, H.; Davis, D. W.; Marinho, M. M.; Rosa, M. L. S. Os cristais de zircão mais velhos da América do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., 2002. João Pessoa. Anais. João Pessoa: SBG, 2002. p. 526.

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, p. 101-137.

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

## ***CAPÍTULO 3 - PUBLICAÇÃO CIENTÍFICA***

---

## CARTA DE RECEBIMENTO DA SUBMISSÃO DO ARTIGO CIENTÍFICO

Prezados autores,

Comunicamos que o artigo BJG 30081, intitulado “O corpo várzea do macaco e as mineralizações de Cromo, Níquel e Cobre, complexo Máfico-Ultramáfico Jacurici, cráton São Francisco, Bahia” da autoria de João Rodrigo Vargas Pilla Dias, Juliana Charão Marques, Waldemir José Alves de Queiroz, José Carlos Frantz e Ronei Giusti foi submetido à revista Brazilian Journal of Geology. O fascículo em que o artigo será publicado será informado posteriormente.

Atenciosamente,

Secretaria BJG

**O CORPO VÁRZEA DO MACACO E AS MINERALIZAÇÕES DE CROMO, NIQUEL E COBRE, COMPLEXO MÁFICO-ULTRAMÁFICO JACURICI, CRÁTON SÃO FRANCISCO, BAHIA.**

**João Rodrigo Vargas Pilla Dias<sup>1</sup>, Juliana Charão Marques<sup>1</sup>, Waldemir José Alves de Queiroz<sup>2</sup>, José Carlos Frantz<sup>1</sup>, Ronei Giusti<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Avenida Bento Gonçalves, 9500, LGI - Prédio 43129, cep: 91509-900 Porto Alegre – RS.

<sup>2</sup>-Companhia de Ferro Ligas da Bahia - FERBASA

**RESUMO:** O Complexo Máfico-ultramáfico Jacurici, localizado na porção nordeste do Cráton São Francisco, é formado por diversas intrusões estratificadas orientadas N-S e hospeda o maior depósito de cromita do Brasil. O corpo Várzea do Macaco ocorre na parte norte e também hospeda uma mineralização de Cu-Ni sulfetada. Este estudo descreve esse corpo e as mineralizações e compara com intrusões mais ao sul (Ipueira-Medrado), onde uma evolução petrológica já foi estabelecida previamente. O corpo Várzea do Macaco está invertido estratigraficamente e desmembrado em cinco blocos, deslocados lateralmente por falhamentos. É constituído por dunito, lherzolito, ol-websterito, cromitito e gabronorito com intensidades variáveis de serpentinização. O minério sulfetado (Po±Pn±Cpy) está concentrado nas proximidades da espessa camada de cromitito e ocorre como: primário magmático com sulfetos intersticiais associados à olivina e piroxênio; e como mineralização remobilizada, com sulfetos associados a veios e lentes metassomáticas que interceptam a estratificação primária. O intervalo onde a mineralização magmática ocorre é caracterizado pela presença de anfibólio magmático que possivelmente favoreceu as transformações metamórficas e metassomáticas, mais intensas nesse intervalo. Nos sulfetos remobilizados ocorre um aumento na razão Cu/Ni. Comparado com Ipueira-Medrado o corpo Várzea do Macaco é enriquecido em clinopiroxênio, mas pode ser subdividido da mesma forma. Possivelmente ambos os corpos pertencem ao mesmo sistema intrusivo, caracterizado por magma primitivo rico em Mg e Ni. Contaminação crustal é considerada como gatilho para a formação da mineralização de cromita. Em Várzea do Macaco se atingiu a saturação de enxofre.

Palavras chave: metalogênese, petrografia, sulfeto

**ABSTRACT:** The Jacurici Mafic-ultramafic Complex, located in the northeastern portion of the São Francisco craton, consists of several N-S oriented layered bodies that host the largest chromite deposit in Brazil. The Várzea do Macaco body is at the northern part and also host a Ni-Cu sulfide mineralization. This study describes this body and its mineralization and compare with the southern intrusions (Ipueira-Medrado) where a petrological evolution was previous established. The Várzea do Macaco is stratigraphically inverted and disrupted in five blocks, laterally dislocated by late faults. It is constituted by dunite, lherzolite, ol-websterite, chromitite and gabbronorite with variable serpentinization. The sulfide ore (Po±Pn±Cpy) is concentrated close to the main thick chromitite layer and occurs as: primary magmatic with interstitial sulfides associated with olivine and pyroxene; and as a remobilized ore, with sulfides associated to metasomatic veinlets or lenses that crosscut the primary layering. The interval where magmatic ores occur is characterized by the presence of magmatic amphibole which possible favored late metamorphism and metasomatism transformation, stronger in this interval. In the remobilized sulfide, occurs an increase in the Cu/Ni ratio. Comparing to Ipueira-Medrado, the Várzea do Macaco is enriched in clinopyroxene, but can be subdivided in the same way. Possibly, both bodies are part of a single intrusive system characterized by a primitive magma with high Mg and Ni contents. The chromite mineralization is considered to be triggered by crustal contamination. At Várzea do Macaco, sulfur saturation was reached.

keywords: metallogeny, petrography, sulfide

## INTRODUÇÃO

O Complexo Jacurici é formado por diversos corpos máfico-ultramáficos estratificados, ricos em cromita, orientados no eixo N-S ao longo do vale do Rio Jacurici. Distribui-se por cerca de 100 km x 10 km e localiza-se no norte do Estado da Bahia. Hospeda o principal depósito de cromita do Brasil, reservas estimadas em mais de 40 Mt, exploradas atualmente pela Mineração Vale do Jacurici S/A - FERBASA. Recentemente corpos ricos em sulfetos de Ni-Cu foram investigados na parte norte do complexo, especialmente no corpo Várzea do Macaco (Marques *et al.* 2005). A caracterização do corpo Várzea do Macaco e descrição detalhada do minério de cromo e de Ni-Cu sulfetado são os objetivos deste trabalho.

### Contexto Geológico

Na parte norte do Cráton São Francisco (Fig. 19) localizam-se diversos complexos máfico-ultramáficos mineralizados, dos quais se destacam o Complexo Jacurici e o Complexo Campo Formoso com importantes depósitos de Cromo e o Complexo Norítico de Caraíba mineralizado a Cobre. (Fig. 20).

O Complexo Jacurici é formado por múltiplos corpos que hospedam uma mineralização de Cromo concentrada em uma camada espessa de cromitito maciço (Deus & Viana, 1982; Marques & Ferreira Filho, 2003). É considerado como intrusivo nas sequências Arqueanas de gnaisses-migmatitos-granito-*greenstone belt* do Bloco Serrinha (Teixeira *et al.* 2000; Oliveira *et al.* 2004) ou na porção norte do orógeno Paleoproterozóico Salvador-Curaçá (Barbosa *et al.*, 2003a). O Complexo de Campo Formoso é formado por uma intrusão máfica-ultramáfica de idade não bem estabelecida, entre o Neoarqueano e o Paleoproterozóico (Misi *et al.*, 2012) e está inserido entre os quartzitos da Formação Jacobina e o granito Campo Formoso (Misi *et al.*, 2012). A mineralização encontra-se distribuída em diversas camadas pouco espessas de cromitito. O Complexo Norítico de Caraíba é formado por rochas noríticas e hipersteníticas organizadas em múltiplas intrusões interpretadas como procedentes de magmas gerados em profundidade (Oliveira & Tarney, 1995). A mineralização é composta basicamente de bornita e calcopirita disseminada, ou como veios e vênulas de sulfetos remobilizados onde pode inclusive ocorrer pirrotita, pentlandita e outros sulfetos de Ni (Oliveira & Tarney, 1995). Suas encaixantes são gnaisses, granulitos e metassedimentos de alto grau do orógeno Salvador-Curaçá.

O Complexo de Caraíba e o do Jacurici formam dois trends N-S paralelos e são separados pela intrusão sienítica de Itiúba (Fig. 20), que teve sua intrusão controlada por uma sutura litosférica (cf. Conceição 1993). As idades U-Pb SHRIMP reportadas são de  $2580 \pm 10$  Ma para o Complexo Caraíba (Oliveira *et al.* 2004), e de  $2085 \pm 5$  Ma para o Complexo Jacurici (Oliveira *et al.* 2004). A idade do Complexo Jacurici é muito similar à idade de  $2084 \pm 9$  Ma do Sienito Itiúba obtida por Oliveira *et al.* 2004.

### O COMPLEXO JACURICI

A relação entre os corpos do Complexo Jacurici ainda está em estudo e suas encaixantes são pouco estudadas, mas consideradas como uma sequência de paragneisses e ortogneisses granulitizados. Foram identificados 15 corpos portadores de mineralização econômica de cromita e neste trabalho serão apresentados resultados obtidos no corpo Várzea do Macaco I.

O maior corpo e melhor estudado denomina-se *Sill* Ipueira-Medrado (Fig. 20). Destacam-se os trabalhos de Deus & Viana (1982), Marques & Ferreira Filho (2003), Marques *et al.* (2003), Oliveira *et al.* (2004), entre outros. Este corpo está dividido em 2 segmentos (Ipueira e Medrado) que ocorrem por cerca de 7 km x 500 metros x 300 metros de espessura e hospedam a maior parte do depósito de cromita do complexo, em uma camada maciça de cromitito de até 8 metros de espessura. Foi interpretado por Deus & Viana (1982) como um *sill* estruturado em uma dobra sinforme.

Marques & Ferreira-Filho (2003) subdividiram o *Sill* Ipueira-Medrado, da base para o topo, em uma Zona Ultramáfica e uma Zona Máfica. A Zona Ultramáfica foi subdivida em Unidade Ultramáfica Inferior (UUI), Camada de Cromitito Principal (CCP) e Unidade Ultramáfica Superior (UUS). A UUI (100-250 m) é composta essencialmente por dunitos intercalados com lentes métricas de harzburgitos, piroxenitos e camadas diminutas de cromititos. A CCP (5-8 m) é composta por cromitito maciço. A UUS pode ter até 50 m, é composta de harzburgitos e piroxenitos intercalados com dunitos e cromititos delgados. Anfibólitos magnesianos magmáticos ocorrem nas duas unidades ultramáficas, mas são mais abundantes na UUS (Marques & Ferreira-Filho, 2003).

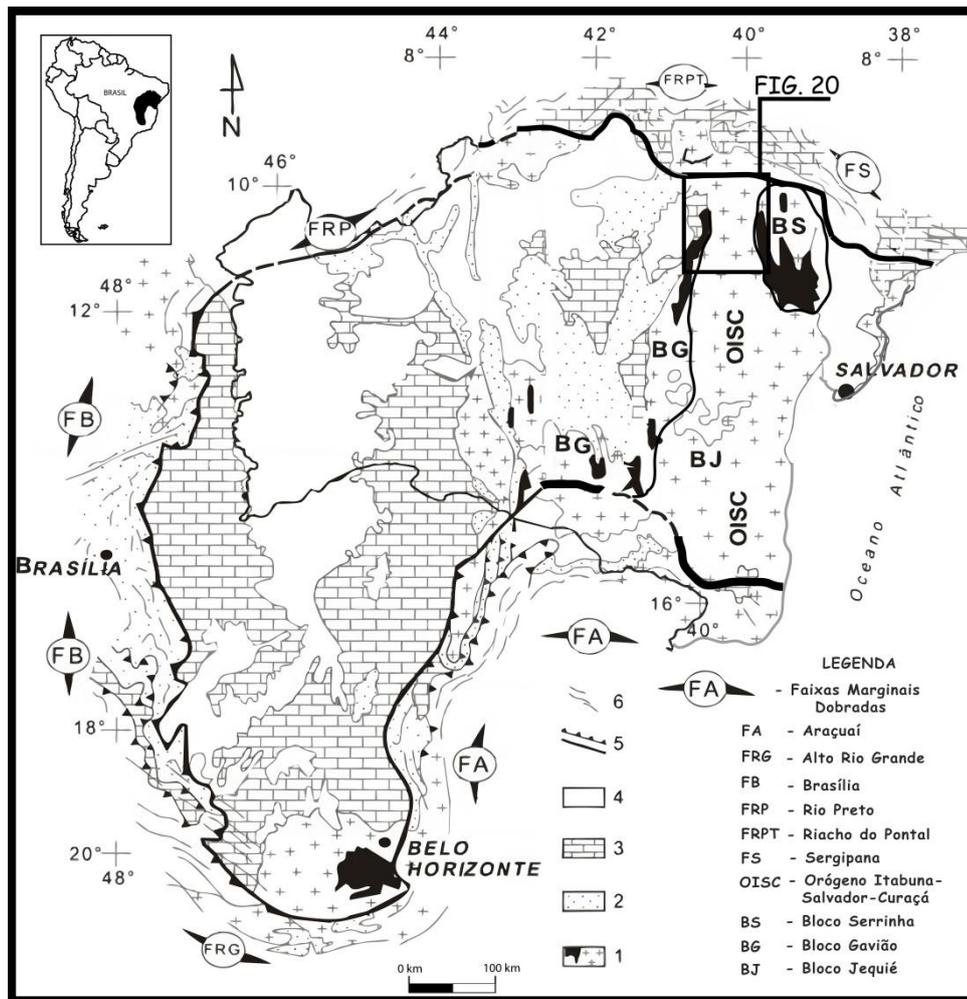


Figura 19: Mapa do Cráton do São Francisco. 1. Embasamento Arqueano/Paleoproterozóico com sequências *greenstone belts* e o Grupo Jacobina (em preto); 2. Coberturas Mesoproterozóicas do Supergrupo Espinhaço; 3. Coberturas Neoproterozóicas do Supergrupo São Francisco; 4. Coberturas Fanerozóicas; 5. Limites do Cráton (Ussami 1993); 6. Cinturões de dobramentos Brasileiros. A região estudada está na área destacada (Modificado de Barbosa *et al.*, 2003b).

A Zona Máfica (~60 m) ocorre no topo dos corpos, consiste de noritos com proporções variadas de piroxênio e plagioclásio, textura cumulática e espinélio como acessório. As rochas desta zona podem apresentar textura granoblástica com plagioclásio, hornblenda, biotita e granada, que indica o fácies anfífolio para o metamorfismo (Marques & Ferreira-Filho, 2003).

Marques & Ferreira Filho (2003) identificaram uma evolução petrológica complexa para o *sill* através da observação da variação críptica em olivina e ortopiroxênio. Ao longo da UUI, houve um acréscimo gradual na razão MgO/FeO nos minerais (Fo 89 – 93,5 em olivina; En 88 – 94,5 em ortopiroxênio), que foi interpretada como referente a um regime magmático aberto. Após CCP, ao longo da UUS, houve uma rápida evolução em direção a composições mais diferenciadas ricas em Fe (Fo 90 a 84, En 90 a 82), interpretadas como resultado de um sistema magmático fechado com cristalização fracionada. Isso demonstra que a CCP deve ter se formado a partir de uma mudança drástica durante a evolução do *sill*. Identificou-se também que os conteúdos de forsterita e Ni em olivina são positivamente correlacionados, demonstrando que não houve saturação de enxofre no sistema e formação de líquido sulfetado com captura de Ni no *Sill* Ipueira-Medrado.

A formação de uma camada tão espessa de cromitito é difícil de explicar por um único mecanismo considerando os modelos atuais. Por isso, Marques & Ferreira Filho (2003) e Marques *et al.* (2003) definiram que a formação da CCP é caracterizada pela troca de regime magmático e por um aumento na quantidade de anfífolio durante e após a referida camada. Estas informações, juntamente com dados de química mineral e dados isotópicos de Nd e Os, forneceram evidências de que o cromitito possa ter se formado a partir da contaminação crustal de um magma primitivo rico em Mg e

Cr. Dados de geoquímica de elementos traço mostraram que tanto a UUS quanto a UUI cristalizaram a partir de magmas parentais similares.

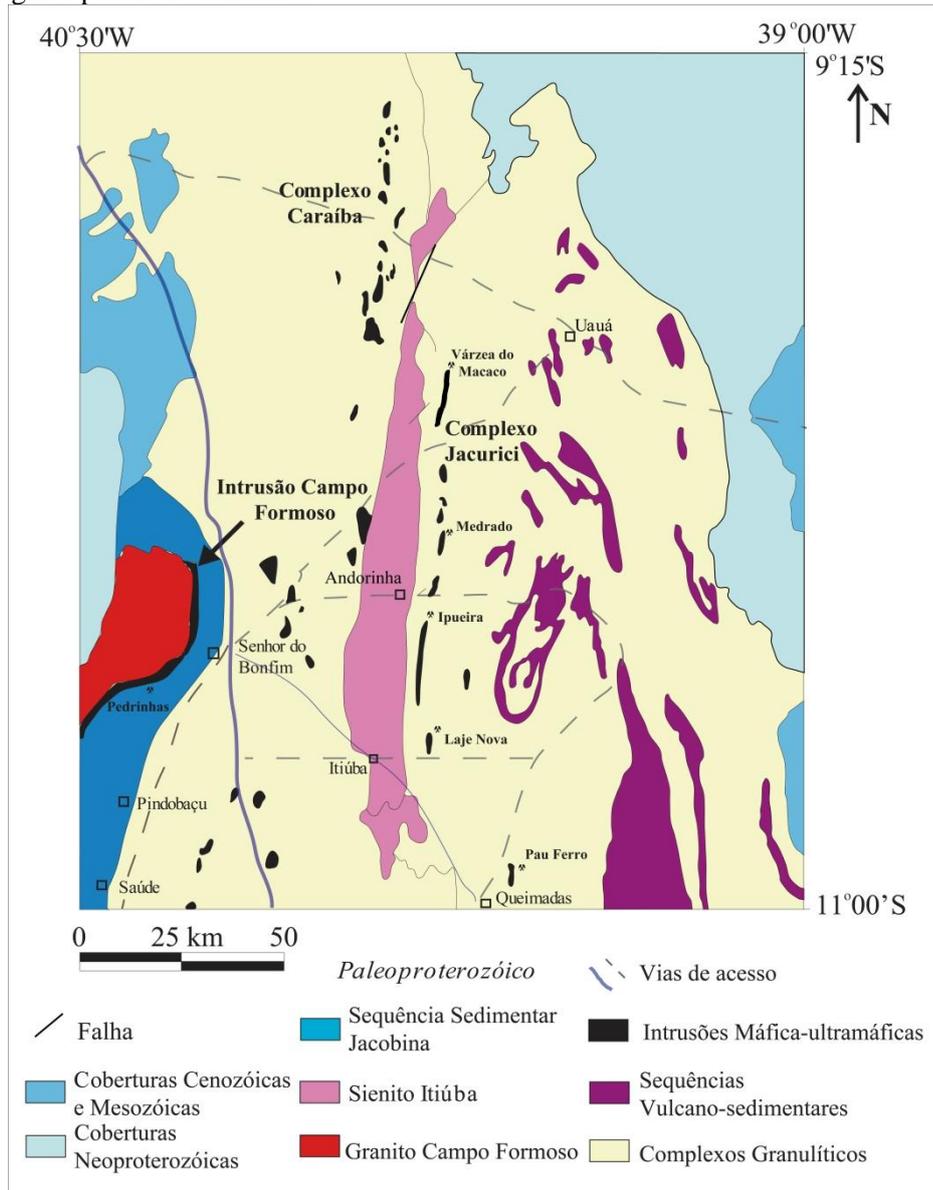


Figura 20: Localização do corpo Várzea do Macaco e geologia da região. Principais minas da FERBASA são indicadas (modificado de Marques *et al.* 2005).

## MATERIAIS E MÉTODOS

Dados de campo foram coletados através de campanhas de reconhecimento regional acompanhadas pelos geólogos da FERBASA. Entretanto a maioria dos dados deste trabalho provém de descrições sistemáticas de testemunhos de sondagem. Todas as rochas utilizadas para confecção de lâminas polidas e análises foram amostradas a partir destes testemunhos com a autorização da FERBASA.

A seleção de 12 testemunhos de 8 seções geológicas para descrição detalhada foi realizada a partir de criteriosa observação de todo o acervo disponível na área de Várzea do Macaco. Posteriormente, foram selecionados 5 testemunhos para a coleta de amostras e confeccionadas 82 lâminas petrográficas polidas. Os testemunhos selecionados interceptam a estratigrafia completa do corpo e possuem feições representativas das litologias, especialmente texturas ígneas preservadas e importante intervalo mineralizado. A amostragem foi realizada a cada 4 metros ou de modo que a resolução da malha fosse compatível com a variação litológica.

Para petrografia foi utilizado microscópio Leica DMLP. Análises de MEV-EDS foram realizadas a fim de complementar a caracterização petrográfica com determinação semi-quantitativa das composições minerais. As análises foram realizadas em um equipamento JEOL JSM-6610LV com voltagem de 15.0 a 25.0 kV e metalização de carbono ou ouro. Estas atividades foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica da UFRGS.

## RESULTADOS

### Geologia

O Várzea do Macaco é um corpo com 2 km x 250m de largura (Fig. 21), rico em cromita e sulfetos, que aflora na parte norte do Complexo Jacurici (Fig. 20). Está deslocado por falhamentos tardios em 5 blocos e sua estratigrafia está invertida, rochas ultramáficas da base próximas da superfície e gabros em profundidade (Fig. 22). As camadas mergulham 70°-75° para leste e são paralelas à foliação do embasamento. Hospeda um depósito de cromo que foi lavrado a céu aberto, onde aflora parte das litologias. As descrições deste trabalho se concentram na região de Várzea do Macaco I Sul onde foram amostrados os furos VM1-88-70°, VM1-94,85°, VM1-97-80°, VM1-82-60°, VM1-37-60° das seções B, B1, C1, D e G, respectivamente (Fig. 21).

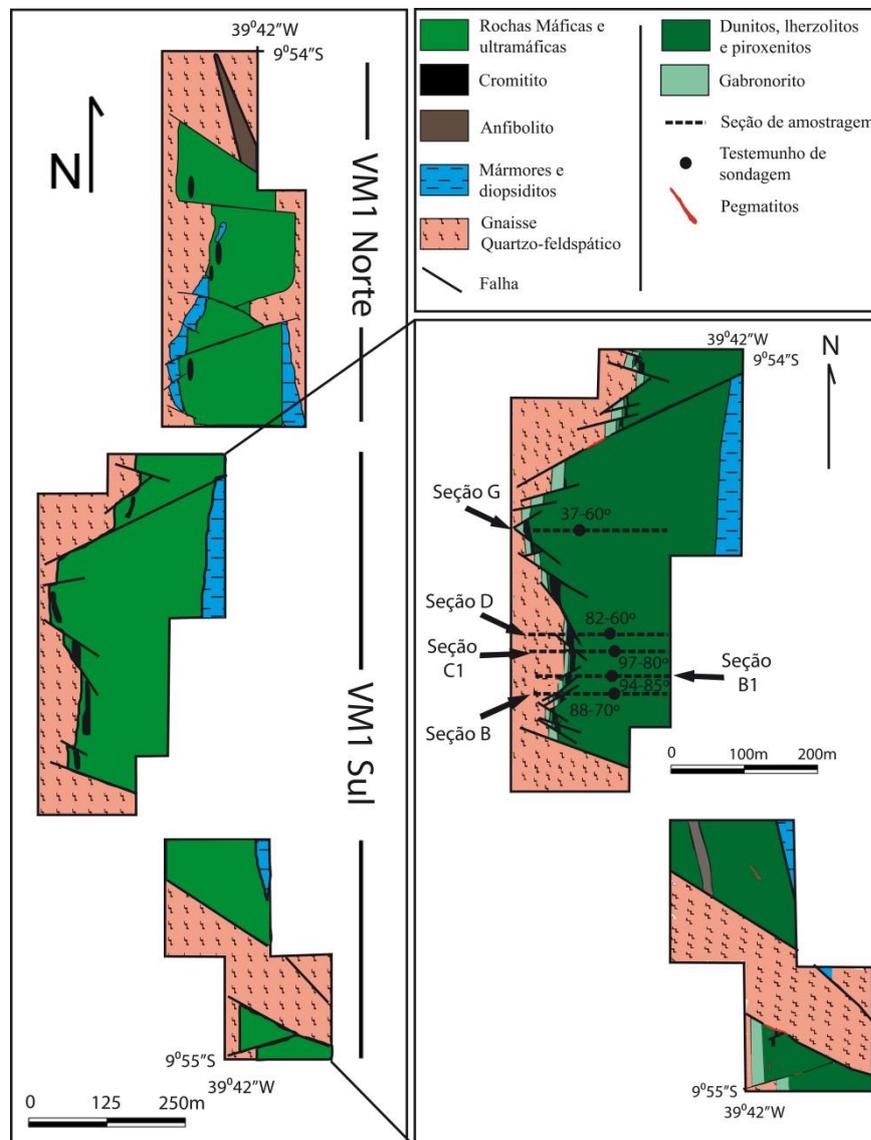


Figura 21: Mapa geológico do corpo Várzea do Macaco. No detalhe a área de Várzea do Macaco I Sul com a localização das seções e testemunhos amostrados. (Modificado de Mineração Vale do Jacurici S.A. Divisão de Geologia, mapa inédito).

O corpo Várzea do Macaco é formado por dunitos, lherzolitos, websteritos, cromititos e gabros que exibem diferentes graus de deformação, serpentinização, anfibolitização, carbonatação e flogopitização. Por esta razão, torna-se extremamente difícil obter amostras que preservem a textura ígnea, embora estas estejam localmente muito bem preservadas. Em amostras nos testemunhos, feições esbranquiçadas (Fig. 23a, 24a, 25a) são os locais onde, preservados da serpentinização, se encontram oikocristais de piroxênios e olivina. Pegmatitos centimétricos a métricos ocorrem ao longo de toda a estratigrafia.

O corpo foi dividido em uma Zona Ultramáfica (subdividida em Unidade Ultramáfica Inferior, Camada de Cromitito Principal e Unidade Ultramáfica Superior) e uma Zona Máfica (Fig. 22). Esta subdivisão é similar à realizada por Marques & Ferreira Filho (2003) na região de Ipueira-Medrado, ao sul. No entanto, nas proximidades da CCP de Várzea do Macaco, ocorre um intervalo com atuação importante de processos secundários que geram uma faixa intensamente hidrotermalizada e metassomatizada e que coincide com a mineralização sulfetada (Fig. 22). Dentro desta faixa as litologias magmáticas são transformadas em anfibolitos e flogopititos, com presença de carbonato e, localmente, granada ocorrendo intercalações de serpentinitos ricos em dolomita.

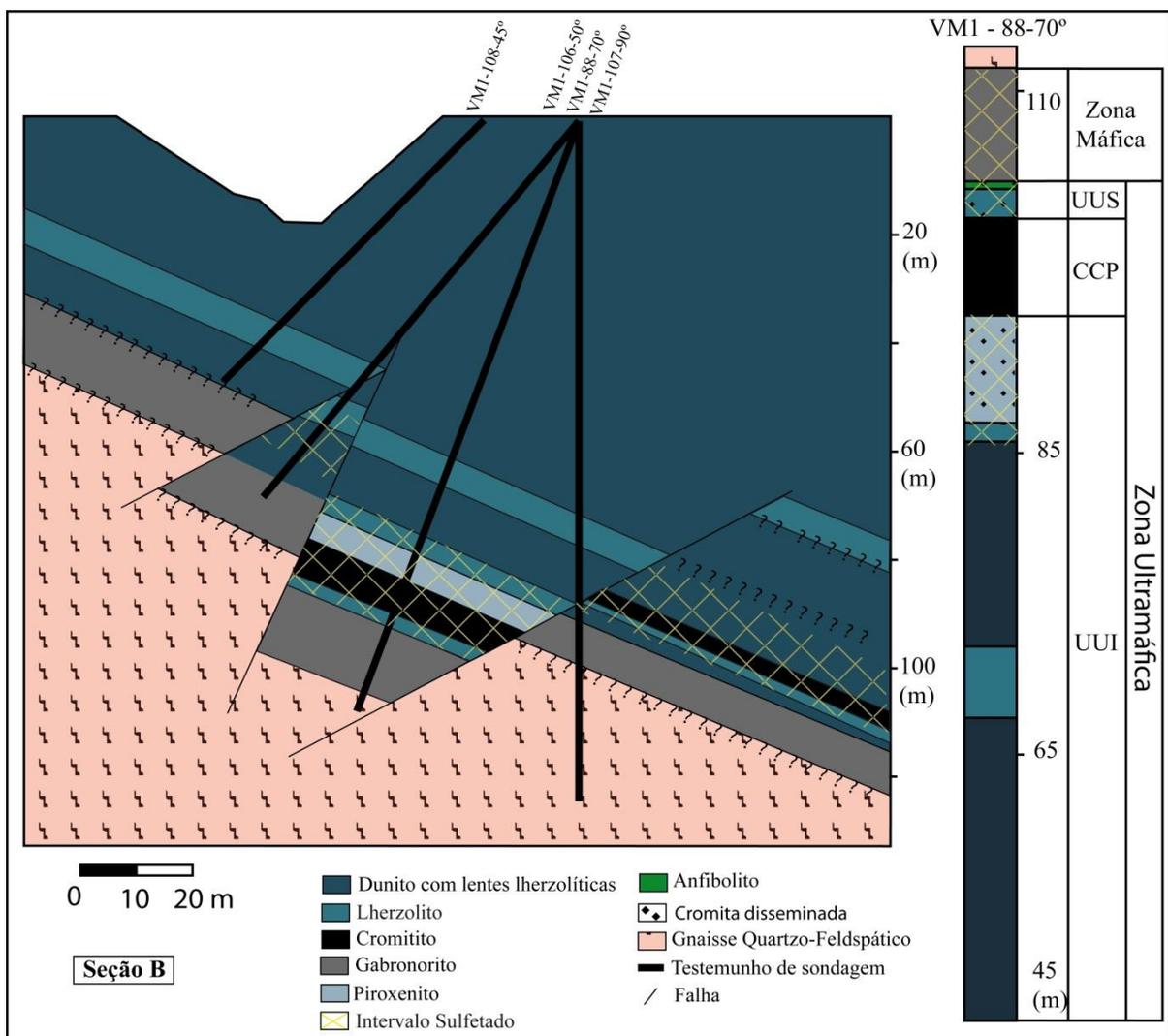


Figura 22: Testemunho de sondagem e seção geológica representativos do corpo Várzea do Macaco. Subdivisões do corpo indicadas no testemunho. Lentes de lherzolito onde predominam dunitos e outras feições menores não foram retratadas devido à escala. O aumento de profundidade para o topo ilustra a inversão da estratigrafia em função da estruturação local. UUI=Unidade Ultramáfica Inferior, CCP=Camada de Cromitito Principal, UUS=Unidade Ultramáfica Superior.

A UUI (40-120 m) é composta predominantemente por dunitos. Possui intercalações centimétricas a métricas de lentes lherzolíticas que aumentam em direção à CCP, culminando em um

piroxenito logo abaixo desta unidade (Fig. 22). Fraturas, brechas de falha, veios pegmatíticos e de carbonato+serpentina cortam o intervalo.

A CCP (3-8 m) concentra a mineralização de cromo e é formada por um cromitito maciço descontínuo lateralmente devido à falhamentos. Nas imediações e no interior desta camada ocorre uma mineralização sulfetada (Fig. 22). A sulfetação pode ocorrer de duas formas: com textura magmática preservada, variando de disseminada a semi-maciça, e como lentes e veios de sulfetos que cortam a estratificação primária e a foliação metamórfica, indicando processos de remobilização. Estas remobilizações são mais evidentes onde as litologias hospedeiras estão mais intensamente transformadas por processos secundários.

A UUS (5-20 m) é pouco preservada. É composta predominantemente por lherzolitos com pequenas lentes centimétricas de piroxenitos intercaladas e, raramente, de dunitos serpentinizados. O final deste intervalo encontra-se muito obliterado por falhamentos e alteração hidrotermal-metassomática e é geralmente marcado pela ocorrência de um anfibolito (Fig. 22).

A Zona Máfica (7-30 m) é composta essencialmente por gabronoritos. Assim como a UUS, fraturamentos são comuns nesta zona. No topo, ocorre um intervalo silicificado onde pegmatitos são comuns.

Na faixa com hidrotermalismo/metassomatismo as rochas em Várzea do Macaco estão intensamente transformadas. Esta faixa é heterogênea na sua distribuição, ocorre por dezenas de metros onde se encontram rochas metassomatizadas intercaladas com rochas ultramáficas preservadas. A transição é difusa e a intensidade dos processos também é variável em meso e micro escala. Paragênese e texturas ígneas se tornam localmente ausentes de modo que a litologia original muitas vezes é irreconhecível. Anfibolitização, carbonatação e flogopitização afetam principalmente os lherzolitos e piroxenitos, nos dunitos prevalece serpentinização com carbonato. A carbonatação parece afetar o corpo de forma mais distribuída ocorrendo também em intervalos da base do corpo. As rochas lherzólíticas podem estar fortemente transformadas com mais de 70% de carbonato±serpentina ou ainda flogopita. Já o piroxenito tende a formar flogopititos ou anfibolitos com flogopita, granada, relictos de cromita e sulfetos. Nos gabronoritos, talvez por ocorrerem mais distantes, não foi observada ocorrência intensa destes processos.

### **Rochas Silicáticas**

As rochas do corpo Várzea do Macaco são texturalmente muito diversificadas. Serpentinitos, lherzolitos e piroxenitos são as litologias mais comuns, embora estejam afetadas por processos secundários que geram um intervalo fortemente transformado. As características das litologias de origem magmática (dunito, lherzolito, piroxenito, gabronorito) e as características decorrentes de transformações posteriores serão caracterizadas a seguir.

#### **DUNITO**

O dunito está fortemente transformado em serpentinito com textura ígnea apenas localmente preservada e com poucos minerais originais (Fig. 23). Podem-se reconhecer raras porções esbranquiçadas nos testemunhos, onde ocorrem oikocristais de piroxênio com olivina preservados (Fig. 23a). O serpentinito tem cor verde escura e é maciço, podendo ser levemente foliado. São comuns lentes de magnetita de até 3 mm de espessura, paralelas à foliação quando existente, e vênulas de carbonato e/ou serpentina asbestiforme (Fig. 23d, e). O dunito com textura ígnea preservada (Fig. 23b, d), possui textura adcumulática fina-média (olivina-cromoespinélio), com cromoespinélio subédrico (< 0.5mm) disseminado, muitas vezes contornando pseudomorfos. (Fig. 23d). Pseudomorfos de olivina (0,5 a 1 mm) substituídos por serpentina com textura *mesh* são comuns nesta litologia (Fig. 23b). Carbonato pode ocorrer disseminado na massa de serpentina e em veios (Fig. 23c, f).

Os dunitos/serpentinitos eventualmente são afetados intensamente por carbonatação (Fig. 23c, f, g). O carbonato ocorre principalmente como finos cristais disseminados na serpentina, associado com magnetita (Fig. 23f, g), eventualmente com sulfetos, podendo pseudomorfosar piroxênio juntamente com serpentina.

#### **LHERZOLITO**

Lherzolito ocorre nas duas unidades ultramáficas, pode ser claro, quando há muitos minerais preservados, ou escuro quando possui intensa serpentinização (Fig. 24a) A serpentinização varia de 20-60% e pode estar vinculada à maior quantidade modal de olivina, embora muitas vezes não se identifique o mineral serpentinizado. Localmente é mais foliado que o dunito, mas a textura ígnea

meso a ortocumulática média-grossa é comum e bem preservada (Fig. 24d). No lherzolito pode ocorrer anfibólio, pouco abundante, sendo mais frequente na UUS. O anfibólio tem distribuição heterogênea, entretanto é possível reconhecer pelo menos 2 gerações, uma associada às texturas magmáticas (Fig. 24c, e, f) e outra aparentemente metamórfica (Fig. 24h, i). Nas porções metassomatizadas ricas em sulfetos ocorre maior abundância de anfibólio, entretanto, neste caso devido à intensa transformação da rocha, visualmente não é possível definir se se trata do mesmo anfibólio observado nas texturas magmáticas ou metamórficas, ou se constituiria outra fase (Fig. 24j).

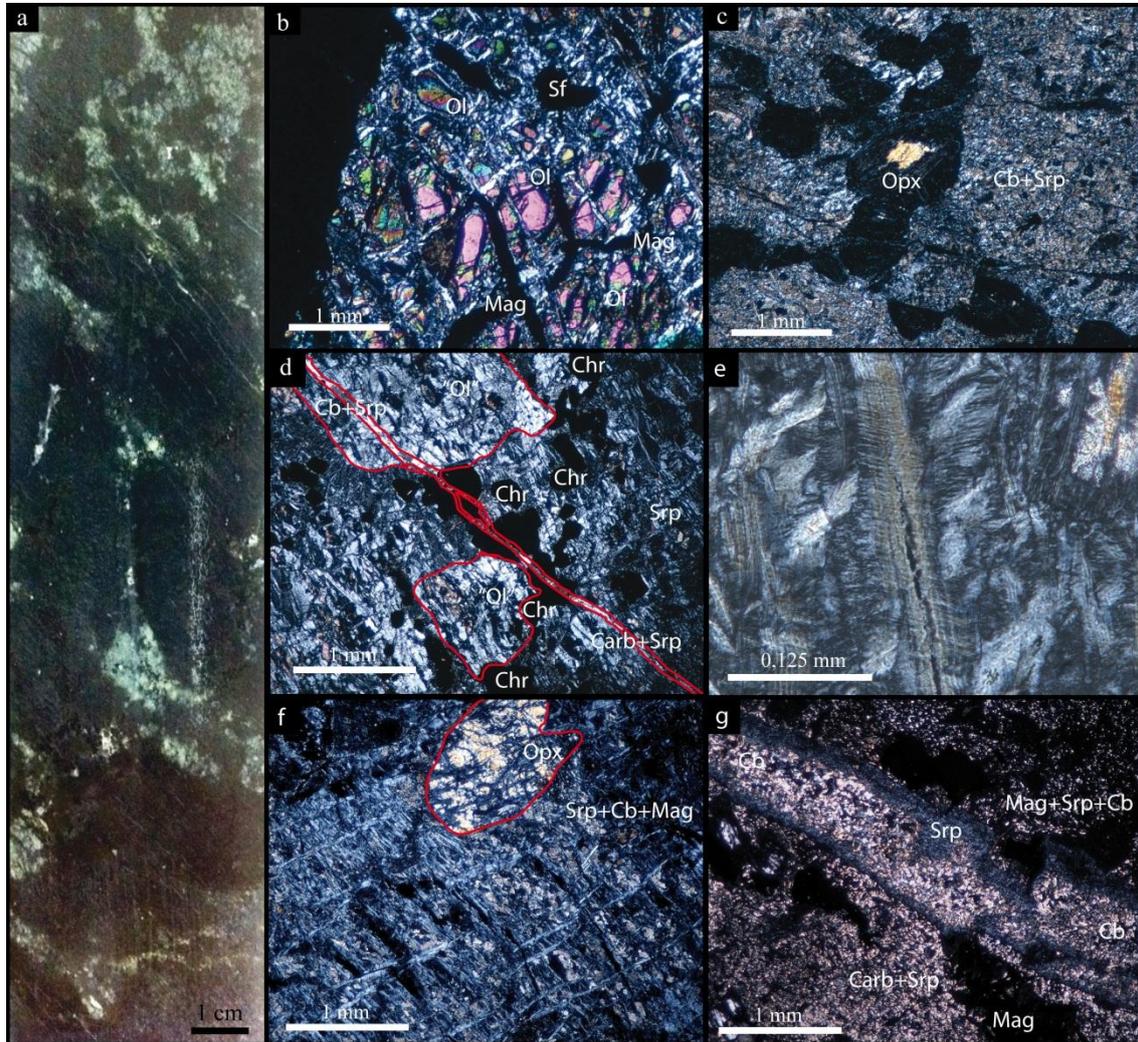


Figura 23: Feições do dunito. (a) Testemunho de sondagem com lentes lherzolíticas representadas por manchas brancas. Magnetita na foliação. (b) Relictos de olivina em meio à serpentina+magnetita. (c) Relicto de ortopiroxênio na matriz de serpentina+dolomita. (d) Pseudomorfos de olivina serpentinizada e cromita com textura em rede cortados por veio de carbonato+serpentina. (e) Serpentina asbestiforme em fratura de olivina. (f) Porção preservada de ortopiroxênio intercúmulus serpentinizado. (g) Intensa carbonatação e veio de carbonato com maior cristalinidade associado à serpentina+magnetita em dunito afetado pela zona metassomática. Ol=olivina, Opx=ortopiroxênio, Srp=serpentina, Chr=cromita/cromoespinélio, Sf=sulfetos, Cb=carbonato, Mag=magnetita, fotomicrografias em NX.

Quando afetado por processos metassomáticos/hidrotermais (Fig. 24b), o lherzolito pode estar, carbonatado (Fig. 24g), anfibolitizado (Fig. 24b, i) e flogopitizado (Fig. 24j) em variadas proporções, tornando muito complicado o distinguir de piroxenitos, embora no lherzolito tenha mais cromoespinélio e menos flogopita (Fig. 24b, j). Olivina e ortopiroxênio não se preservam. Flogopita, quando abundante, ocorre como agregados ou lamelas disseminadas, normalmente sem orientação (Fig. 24j). Tende a circundar e romper grãos de piroxênio. Carbonato ocorre disseminado na serpentina ou em veios de contatos retilíneos que cortam a foliação (Fig. 24g).

O clinopiroxênio (até 25% pode estar preservado) é subédrico a anédrico, incolor com até 7 mm. Ocorre como fase cúmulus em amostras ricas em piroxênio (Fig. 24e) e intercúmulus nas porções ricas

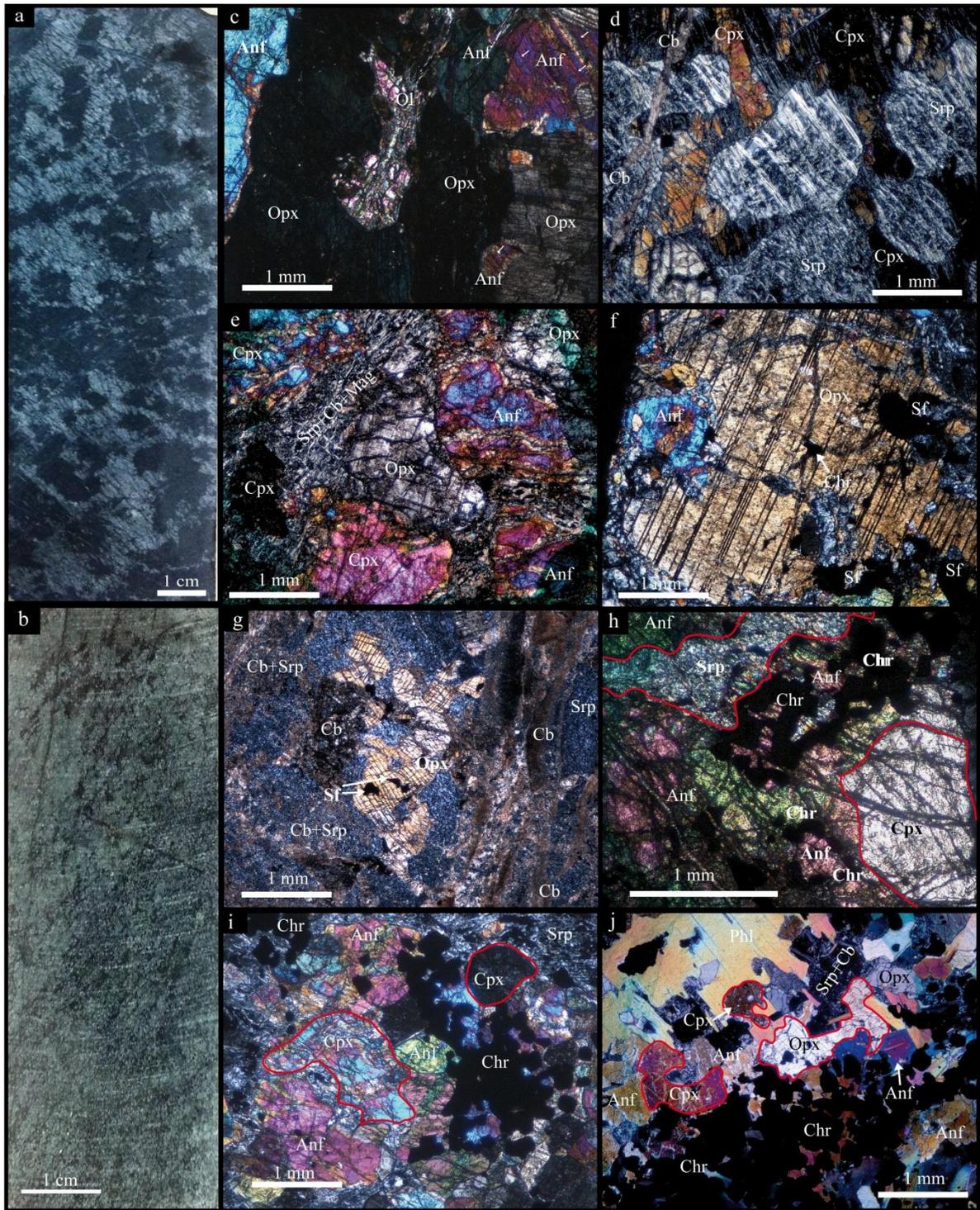


Figura 24: Feições do Iherzolito. (a) Testemunho com porções esbranquiçadas onde ocorrem minerais preservados da serpentinização. (b) Iherzolito anfibolitizado em zona metassomática/hidrotermal. Faixas de cristais escuros são lentes de Cr-espínélio. (c) Olivina inclusa em ortopiroxênio (ext. levemente ondulante) intercrescido com anfibólio magmático que exhibe exsoluções lamelares (indicadas pelas setas). (d) Textura cumulática somente com cristais intercúmulus preservados, interceptados por veio de carbonato. (e) Anfibólio magmático intercrescido com piroxênios. (f) Ortopiroxênio de aspecto esqueletal com inclusão de cromoespínélio e pirrotita±pentlandita associado a anfibólio. (g) Iherzolito afetado por carbonatação. Relictos de ortopiroxênio incluem pirrotita±pentlandita magmáticas. (h) Clinopiroxênio com anfibolitização secundária nas bordas. Cromoespínélio de textura em rede remete à textura ígnea. (i) Clinopiroxênio associado a anfibólio em substituições parciais irregulares e cromoespínélio de textura em rede. (j) Relictos de piroxênios magmáticos esqueletais e camada diminuta de cromitito em zona intensamente metassomatizada com flogopita+anfibólio±carbonato. Ol=olivina, Opx=ortopiroxênio, Cpx=clinopiroxênio, Anf=anfibólio, Chr=cromita/cromoespínélio, Sf=sulfetos, Srp=serpentina, Cb=carbonato, Phl=flogopita. Fotomicrografias em NX.

em olivina (Fig. 24d). Extinção ondulante ocorre localmente em cristais maiores. Bordas interlobadas e inclusões de olivina preservadas ou pseudomorfizadas por serpentina são comuns. Exsoluções lamelares (até 0,15 mm) ocorrem em menos de 15% dos cristais. Associação com anfibólio pode ocorrer com texturas magmáticas (Fig. 24c, e, f), e outra, provavelmente de origem metamórfica, com substituições parciais irregulares (Fig. 24h, i). Cloritização e lamelas de clorita que circundam os cristais podem ocorrer. Quando a rocha está intensamente transformada por processos hidrotermais/metassomáticos, normalmente próximo a CCP, o clinopiroxênio assume forma esqueletal/corroída com bordas irregulares transformadas para anfibólio e adquire aspecto argilizado (Fig. 24h, i, j).

O ortopiroxênio (até 20% de cristais preservados) é subédrico e ocorre de duas formas: oikocristais de até 8 mm com extinção levemente ondulante que englobam olivinas pseudomorfizadas ou não (Fig. 24c) e cromoespinélio (Fig. 24f); e cristais menores (até 1,5 mm) com textura cumulática (Fig. 24g). O ortopiroxênio ocorre associado ao anfibólio magmático em algumas amostras (Fig. 24c, e). Alguns grãos estão cloritizados ou serpentinizados.

A olivina ocorre principalmente como pseudomorfos serpentinizados (até 2 mm), com textura cumulática (Fig. 24d). Alguns grãos estão preservados como relictos, frequentemente no interior de piroxênio (Fig. 24c). É incolor, raramente com pleocroísmo verde-amarelo fraco.

O anfibólio tem pleocroísmo verde-incolor e forma grãos com até 3,5 mm. Ocorre como magmático (Fig. 24c, e, f) e metamórfico, sendo abundante no intervalo com rochas fortemente hidrotermalizadas/metassomatizadas (Fig. 24h, i, j). O anfibólio magmático apresenta intercrescimentos com ortopiroxênio, clinopiroxênio e olivina (Fig. 24e, f), podendo ocorrer incluso em piroxênio (Fig. 24c, f). Pode também estar intercrescido com sulfetos e cromoespinélio ou incluir estes. Exsoluções lamelares ocorrem de forma localizada (Fig. 24c). Quando a textura sugere transformação metamórfica, está principalmente associado a cristais de clinopiroxênio, em margens (Fig. 24h) ou clivagens, muitas vezes o substituindo de forma incompleta resultando em um cristal corroído com contatos muito irregulares (Fig. 24i). Localmente a substituição é completa e forma cristais equidimensionais, com pleocroísmo forte e contatos triplícies 120° comuns.

O cromoespinélio forma cristais finos disseminados entre os cumulos de olivina e piroxênios (Fig. 24h, i, j) ou como inclusão nos silicatos (Fig. 24f). Formam grãos subédricos-euédricos, com hábito octaédrico abundante. Nas fraturas, é comum transformação para ferrocromita/magnetita. Eventualmente, cromita chega a formar camadas finas intercaladas no lherzolito, concentrando até 25% de cromita com textura em rede. Magnetita também ocorre em finas lentes quando a rocha está mais serpentinizada, talvez como transformação de camadas de cromoespinélio ou apenas como segregações secundárias durante serpentinição.

Sulfetos magmáticos, pirrotita±pentlandita±calcopirita, ocorrem nesta litologia, em proporção variada, disseminados, inclusos em cristais de piroxênio (Fig. 24f, g) ou dispersos na serpentina e carbonato. Formam concentrações relevantes que serão descritas em separado.

### PIROXENITO

O piroxenito é um olivina websterito de coloração cinza (Fig. 25a). Está concentrado próximo ao Cromitito Principal. Pode ser foliado com textura equigranular média a grossa e até 35% de serpentinição. Textura ad cumulática também é reconhecível com clinopiroxênio-ortopiroxênio-olivina-cromita-anfibólio (Fig. 25a, c, d, f). Anfibólio magmático ocorre localmente e possui bordas interlobadas com clinopiroxênio (Fig. 25c, d, e). Sulfetação magmática ocorre de forma intersticial ou inclusa em silicatos, sendo mais frequente que no lherzolito (Fig. 25c, d), perfaz até 15% da rocha e pode estar remobilizada para fraturas e veios milimétricos. Anfibólio metamórfico pode ser abundante em algumas faixas. Carbonato ocorre disseminado ou em vênulas de até 1 mm que cortam toda a rocha (Fig. 25e), mas só constitui fase importante na zona hidrotermal/metassomática. Nesta faixa (Fig. 25b, g, h, i, j), flogopitização pode ser intensa (até 40%) (Fig. 25i). Em algumas amostras, principalmente após o cromitito, granada ocorre associada a anfibólio, cromita e sulfetos (Fig. 25h). Os flogopititos, muitas vezes estão deformados formando *kinkbands* e sulfetos remobilizados permeiam as clivagens (Fig. 25i).

O clinopiroxênio (até 60% de cristais preservados) é subédrico a anédrico, incolor, possui até 2 mm Apresenta mais exsoluções lamelares (Fig. 25c) que no lherzolito (~20% dos grãos) que variam de 0,005 até 0,25 mm quando coalescidas em uma lamela mais espessa. Alguns cristais possuem maclas, outros, feições de reação e contatos levemente interlobados com ortopiroxênios e anfibólio magmático (Fig. 25c, d, e). Podem ter inclusões de ortopiroxênio, olivina pseudomórficas e cromita.

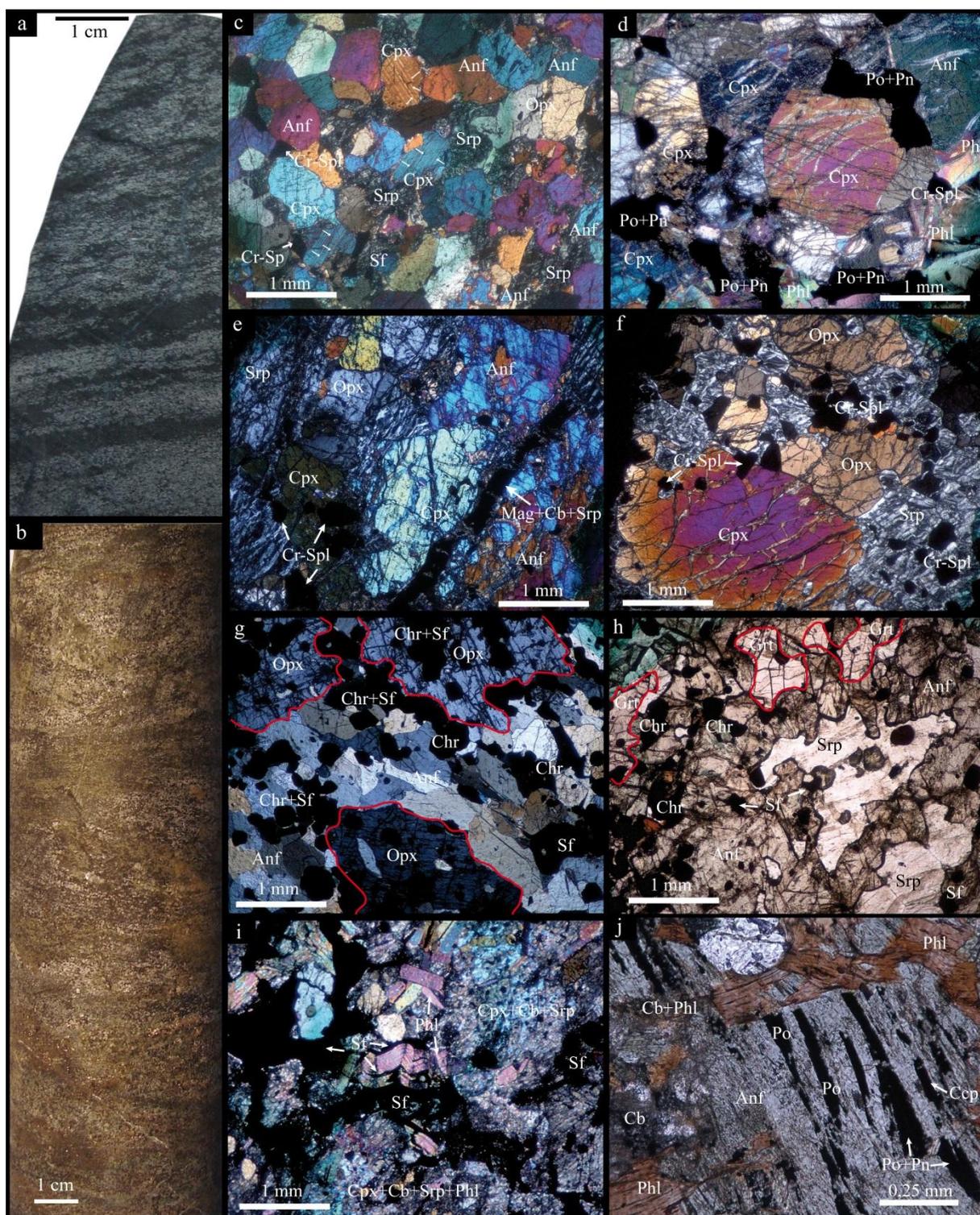


Figura 25: Feições petrográficas do piroxenito. (a) Testemunho com textura ígnea preservada. Estratificação ígnea com lentes duníticas (escuras) intercaladas. (b) Piroxenito anfibolitizado e flogopitizado em zona metassomática/hidrotermal. Sulfetação abundante (manchas marrons). (c) Textura cumulática equigranular e exsoluções lamelares indicadas pelas setas. (d) Textura cumulática inequigranular com sulfetos (pirrotita±pentlandita) magmáticos. Cristais de aspecto argilizado. (e) Piroxênios associados à cromoespínélio e anfibólio magmático, cortados por veio de magnetita. (f) Piroxênios cumuláticos associados à cromoespínélio disseminado. (g) Ortopyroxênio esquelético em zona metassomática com cromoespínélio e sulfetos. (h) Granada anédrica associada a anfibólio, cromoespínélio e serpentina em zona metamórfica/metassomática. (i) Piroxenito transformado em flogopitito, flogopita em *kink bands* com pirrotita±pentlandita±calcopirita nas clivagens e disseminadas, clinopyroxênio intensamente argilizado/carbonatado. (j) Anfibólio sendo substituído por flogopita com pirrotita±pentlandita±calcopirita nas clivagens. Ol=olivina, Opx=ortopyroxênio, Cpx=clinopyroxênio,

Anf=anfíbólio, Chr=cromita/cromoespinélio, Srp=serpentina, Cb=carbonato, Grt=granada, Phl=flogopita, Sf=sulfetos, Po=pirrotita, Pn=pentlandita, Ccp=calcopirita. Fotomicrografias em NX, à exceção de (h, j) em NP.

O ortopiroxênio (até 25 % de cristais preservados) é incolor, subédrico, por vezes pseudomorfisado por serpentina, e raramente apresenta inclusões de ortopiroxênio e olivina. Em geral tem até 1 mm (Fig. 25f), mas pode alcançar 3 mm em algumas situações. Quando maiores a extinção tende a ondulante e podem ser cortados por veios de serpentina±carbonato.

A olivina é rara, tem até 0,8 mm, está geralmente serpentinizada e pseudomorfizada, isolada ou como inclusões.

O cromoespinélio é menos comum que nos lherzolitos, forma grãos subédricos a euédricos isolados, disseminados entre piroxênios ou como inclusão nos outros minerais (Fig. 25d, e, f). Raramente possui textura em rede. Ocorrem inclusões de sulfetos (pirrotita±pentlandita) muito pequenos, normalmente quando anfíbólio está associado.

O anfíbólio ocorre de forma semelhante ao lherzolito, entretanto, a fase metamórfica é mais abundante (até 30%), gradando para anfíbolito na zona fortemente metassomatizada (Fig. 25b, g, h, j). O anfíbólio magmático é facilmente reconhecido por ocorrer como intercúmulus ou intercrescido com outros silicatos (Fig. 25c, d, e). É subédrico a anédrico, com até 5 mm, pleocroísmo verde acastanhado ao verde amarelado. Pode conter inclusões de cromita, sulfetos, piroxênios e raros pseudomorfos de olivina. Anfíbólio metamórfico substitui clinopiroxênio, de forma mais efetiva que no lherzolito. Alguns grãos estão cloritizados, outros são substituídos e circundados por flogopita. Exsoluções lamelares são mais comuns do que no lherzolito. Contatos poligonais de 120° podem ser reconhecidos quando a substituição é plena.

As paragêneses e texturas dos sulfetos são muito semelhantes ao lherzolito, porém os sulfetos são mais abundantes, principalmente onde as rochas estão afetadas por processos hidrotermais/metassomáticos (Fig. 25c, d, g, i, j).

#### GABRONORITO

O gabronorito ocorre no topo do corpo e constitui um olivina gabronorito. Possui textura equigranular média-fina (Fig. 26a) e fraturamento é comum. Apresenta no máximo 4% de sulfetação e 3% de cromoespinélio. Serpentinização é rara. Ocorrem cumulos de olivina-cromita-clinopiroxênio-ortopiroxênio-plagioclásio-sulfetos (Fig. 26b).

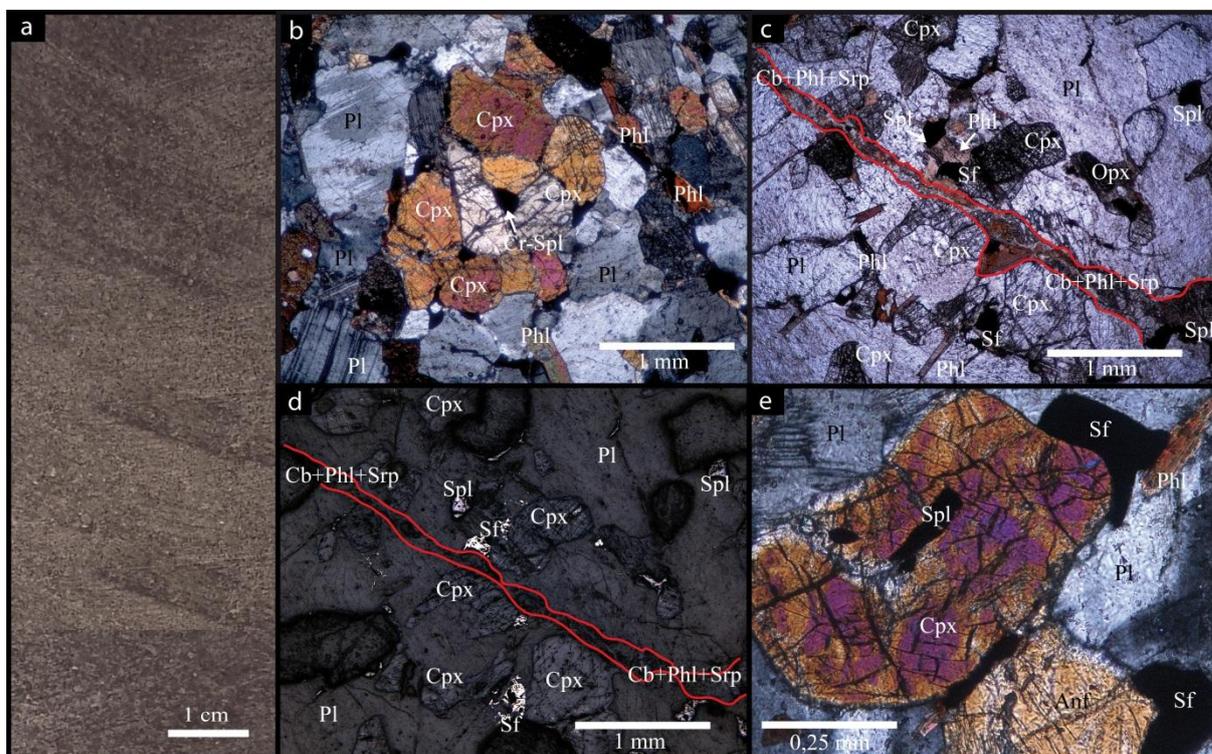


Figura 26: Feições do gabronorito. (a) Amostra com textura equigranular. (b) Cumulado de clinopiroxênio-espinélio. (c) Veio de carbonato±flogopita±serpentina. Clinopiroxênio intercúmulus. (d) Pirrotita±pentlandita e espinélio disseminados. (e) Clinopiroxênio cúmulus com inclusão de espinélio, pirrotita±pentlandita e flogopita

intersticiais e anfíbólio cumulático. Pl=plagioclásio, Cpx=clinopiroxênio, Phl=flogopita, Spl=espinélio, Sf=sulfetos, Srp=serpentina, Cb=carbonato, Anf=anfíbólio. (b, e) em NX, (c) NP, (d) luz refletida.

O plagioclásio (~40-50%) forma cristais cumuláticos (Fig. 26b, c). Pode ocorrer incluso em piroxênios. São subédricos a anédricos e maiores (~2 mm) que olivina e piroxênios (Fig. 26b, c). Incluem totalmente olivina e parcialmente piroxênios. Possuem macla descontínua “lenticular” (Fig. 26b), localmente deformada e *kink*. Quando inclusos em piroxênio formam grãos menores, arredondados e mais homogêneos. O teor de anortita varia de 50-75%, estimado pelo método Michel Lévy, plotado na curva de Tobi&Kroll (1975).

O clinopiroxênio (~20%) é subédrico, incolor (até 1,2 mm). Ocorre com textura meso a ad cumulática fina-média (Fig. 26b). Pode estar parcialmente incluso em plagioclásio (Fig. 26e) e ter clivagens e fraturas preenchidas por sulfetos. Alguns grãos exibem exsoluções.

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

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

Anfíbólio (~5-10%) ocorre como fase magmática, com textura cumulática (Fig. 26e) podendo estar intercrescido com piroxênios e plagioclásio. Inclui olivina e cromoespinélio. Pode estar substituído por flogopita. Não se observam substituições de clinopiroxênio por anfíbólio, comuns na Zona Ultramáfica.

A flogopita (máx. 3%) forma finas lamelas vermelho acastanhado-incolor, disseminadas (Fig. 26b, c) ou condicionada às fraturas, associada com carbonato (Fig. 26e). Raramente substitui piroxênios.

O cromoespinélio forma cristais subédricos a anédricos, disseminados nos interstícios dos silicatos, principalmente nos cumulados com piroxênios (Fig. 26b). Raramente está mais fino, incluso em olivina e piroxênios.

Sulfetos ocorrem como finos agregados disseminados entre os silicatos e cromoespinélio (Fig. 26c, d, e) ou inclusos nestes, com texturas magmáticas. Ainda, ocorrem em finos veios (<0.06 mm) associados a carbonato e flogopita, em textura claramente tardia.

## MINERALIZAÇÕES

### Mineralização de cromo

A mineralização de cromo é concentrada na Camada de Cromitito Principal (Fig. 22). Existem intervalos ao longo das unidades ultramáficas em que ocorrem lentes de cromititos centimétricos com textura em rede e transformados para ferricromita/magnetita que não constituem minério (Fig. 24j).

A CCP possui de 3 a 8 m de espessura e é considerada representante da estratificação magmática original. É uma importante unidade estratigráfica que serve como base de correlação entre os diferentes blocos e seções do corpo. Apresenta contatos retos e bem delimitados com as litologias adjacentes. É escura, equigranular fina, por vezes inequigranular, possui textura cumulática e associa-se com serpentina intersticial comumente (Fig. 27a). Amostras menos maciças podem conter pseudomorfos de piroxênio serpentizado intercúmulus, flogopita e/ou carbonato intersticiais (Fig. 27b). Ocorre magnetita em veios ou nas fraturas quando na presença de abundante serpentinização. Sulfetos podem ocorrer nos interstícios dos cristais de cromita (Fig. 27f) e como inclusões.

A cromita é euédrica a subédrica (Fig. 27c, f), possui até 0,5 mm e pode chegar até 90% de proporção modal. Alguns grãos possuem zonação de tonalidade cinza escuro - cinza claro do centro para as bordas. Pode conter inclusões de clinopiroxênio de até 0,01 mm arredondadas ou em bastonetes (Fig. 27c). Inclusões de sulfetos são menos frequentes (Fig. 27d).

A serpentina ocorre substituindo pseudomorficamente grãos de olivina e piroxênio (Fig. 27e) comumente poiquilíticos, ou em pequenos veios (0,02 mm) que cortam cromoespinélio. Associação com magnetita muito fina disseminada é comum.

Flogopita ocorre como lamelas finas intersticiais, sem orientação.

Carbonato ocorre em veios que cortam silicatos e cromita ou como material intersticial associado à serpentina em amostras menos maciças. Pode apresentar boa cristalinidade e formar uma fase única localmente (Fig. 27e), mas normalmente forma uma massa de cristais muito finos disseminados.

Os sulfetos são essencialmente pirrotita. Ocorrem contornando, por vezes englobando, cristais de cromita (Fig. 27f) e raramente formam inclusões finas, por vezes alongadas (Fig. 27c).

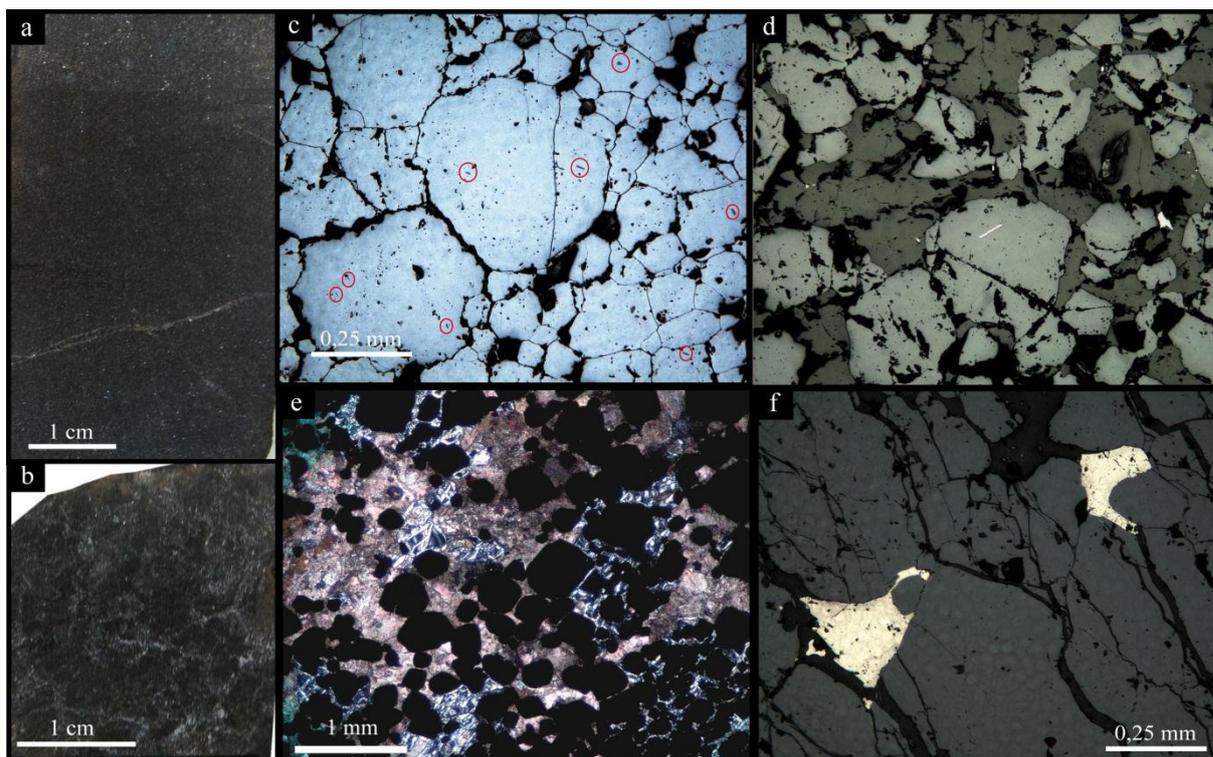


Figura 27: Feições do cromitito. (a) Cromitito maciço com serpentina intersticial, cortado por veio de carbonato+serpentina. (b) Cromitito com carbonato intersticial. (c) Cromitito inequigranular com inclusões de clinopiroxênio em cromita indicadas pelas elipses vermelhas. (d) pirrotita incluída em cromita, (e) dolomita±serpentina intersticial, (f) pirrotita intersticial. (c, d, f) Luz refletida, (e) NX.

#### *Mineralização sulfetada*

Sulfetos ocorrem por praticamente toda a estratigrafia do corpo Várzea do Macaco, entretanto o principal intervalo sulfetado ocorre na transição entre a UUI e a UUS (Fig. 22). Cerca de 12-20 m abaixo e 6-18 m acima da CCP ocorrem intervalos com importante sulfetação, em que o tamanho e proporção dos agregados de sulfetos varia conforme a seção e o testemunho estudado. Este intervalo tende a estar mais afetado por processos hidrotermais e metassomáticos. A mineralização está associada principalmente às rochas piroxeníticas e ocorre de duas formas, a primeira possui textura magmática e é caracterizada por sulfetos finos a grossos disseminados nos interstícios dos silicatos ou inclusos nestes. A segunda é definida pela ocorrência de lentes de sulfetos, com característica de remobilizações, associados a veios e zonas ricas em carbonato, flogopita e anfibólio. Por vezes o minério remobilizado ocorre associado e muito próximo ao magmático e, texturalmente, é difícil de individualizá-los, embora sulfetos magmáticos ocorram por todo o intervalo. A coincidência da zona intensamente metassomatizada/hidrotermalizada com o intervalo sulfetado pode ser devido a essa litologia ser mais suscetível à alteração. Rochas muito serpentinizadas ao longo de todo corpo podem conter sulfetos muito finos (<0,02 mm) disseminados e possivelmente representam remobilizações durante a serpentinação.

#### *Mineralização sulfetada magmática*

A mineralização sulfetada magmática é caracterizada por bolsões de sulfetos (até 2 cm), com uma ou mais fases presentes e que totalizam entre 2 e 15% de proporção modal (Fig. 28a). É formada essencialmente por pirrotita±pentlandita±calcopirita disseminadas entre os silicatos (Fig. 28b) ou ainda inclusas em cristais de olivina, piroxênios e cromoespínélio (Fig. 28d, e). Quando intersticial, formam agregados e acompanham as bordas dos minerais, têm forma côncava e podem os incluir total ou parcialmente (Fig. 28b, d). Quando inclusas em cromoespínélios, normalmente são pequenos (até 0,08 mm), têm forma arredondada e podem conter 2 ou mais fases (Fig. 28d, e). A associação com anfibólio é muito comum e, em algumas amostras próximas ao cromitito principal, foram observados

intercrescimentos e relações de mútua inclusão entre sulfetos-anfibólio e sulfetos-cromita (Fig. 28d). Muito raramente ocorrem também sulfetos intersticiais e inclusos em cromita na CCP.

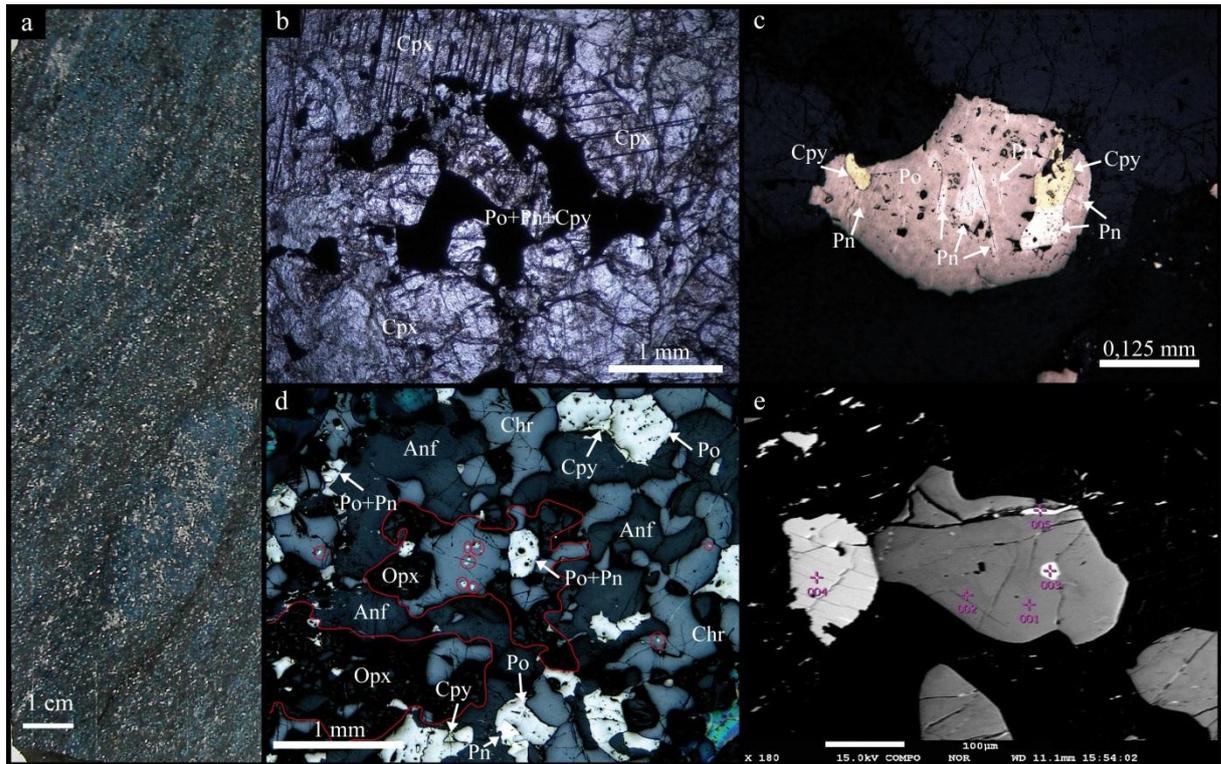


Figura 28: Feições da mineralização sulfetada magmática. (a) Testemunho de sondagem de piroxenito anfibolitizado com forte sulfetação disseminada. (b) Sulfetos nos intersticiais em clinopiroxênio cúmulus-intercúmulus. (c) Típica ocorrência dos sulfetos, intercrescimentos de pirrotita+calcopirita+pentlandita e exsoluções *flame* de pentlandita em pirrotita. (d) Intercrescimentos de sulfetos, anfibólio, cromoespinélio e ortopiroxênio esqueletal. Inclusões de sulfetos no cromoespinélio destacadas pelas elipses. (e) Imagem de elétrons retroespalhados de sulfetos e cromoespinélio onde foram realizadas análises EDS. Cpx=clinopiroxênio, Opx=ortopiroxênio, Po=pirrotita, Pn=pentlandita, Cpy=calcopirita, Anf=anfibólio. (b) NP, (c, d) luz refletida.

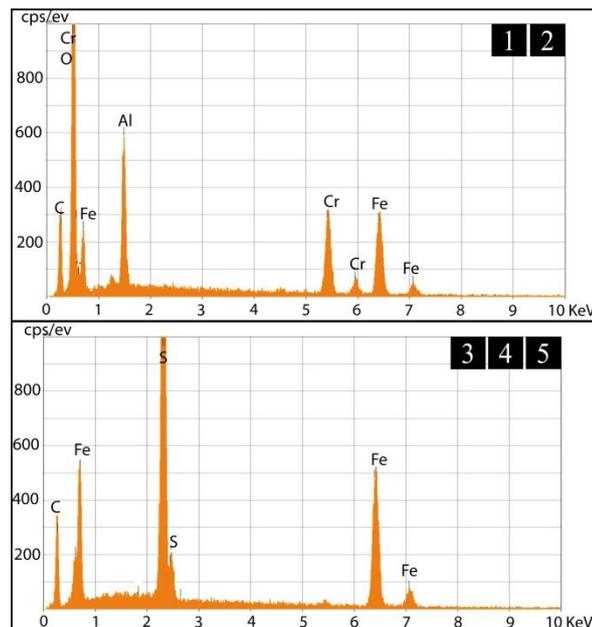


Figura 29: Análises EDS da Fig. 28e. (1, 2) Composição do cristal de cromita. (3, 4, 5) Composição das inclusões de pirrotita. Análises estão agrupadas porque os espectros se sobrepõem.

A pentlandita forma de 10 a 15% dos sulfetos e ocorre como grãos subédricos a anédricos sempre associados e intercrescidos com outros sulfetos, geralmente como exsoluções na pirrotita (Fig. 28c). Pode formar agregados de até 0,5 mm de diâmetro. Cristais isolados não foram observados.

A calcopirita representa menos de 5% dos sulfetos. Na maioria das vezes são cristais anédricos (até 0,04 mm) que constituem uma das fases dos bolsões e agregados de sulfetos (Fig. 28c, d), embora cristais isolados tenham sido também observados.

#### *Mineralização sulfetada remobilizada*

A mineralização sulfetada remobilizada é caracterizada por sulfetos em veios, vênulas e lentes de até 3 cm de espessura, que cortam a estratificação primária e a foliação metamórfica (Fig. 30a). A relação sulfeto/silicatos é maior nesta forma de ocorrência, embora ocorram de forma dispersa. Normalmente estão associados à flogopita, carbonato e anfibólio. Em algumas situações essas vênulas e veios migram a partir de bolsões de sulfetos, aparentemente magmáticos, e deslocam-se para clivagens e fraturas de piroxênios, cromoespinélio, anfibólio e flogopita (Fig. 30b). Na mineralização remobilizada, calcopirita é levemente mais abundante do que na magmática (Fig. 30b, e) e pentlandita ocorre como intercrescimentos com pirrotita (Fig. 30d), com exsoluções sendo mais raras. A pentlandita apresenta uma distribuição mais errática nesta forma de ocorrência, ora sendo predominante e ora estando ausente. Sulfetos também ocorrem preenchendo fraturas tardias ou em planos de falha de maior porte. Não foram observados sulfetos claramente remobilizados na CCP.

A pirrotita forma cerca de 70% dos sulfetos e ocorre essencialmente como agregados (até 6 mm) de cristais anédricos, comumente associados aos outros sulfetos. É comum o intercrescimento com pentlandita e calcopirita em variadas proporções (Fig. 30b, c, d, e) e texturas de exsoluções são raras. Algumas ramificações delgadas partem das venulações principais com aspecto anastomosado e cortam e englobam silicatos e espinélios próximos (Fig. 30d). Raramente pode ocorrer como inclusões na calcopirita.

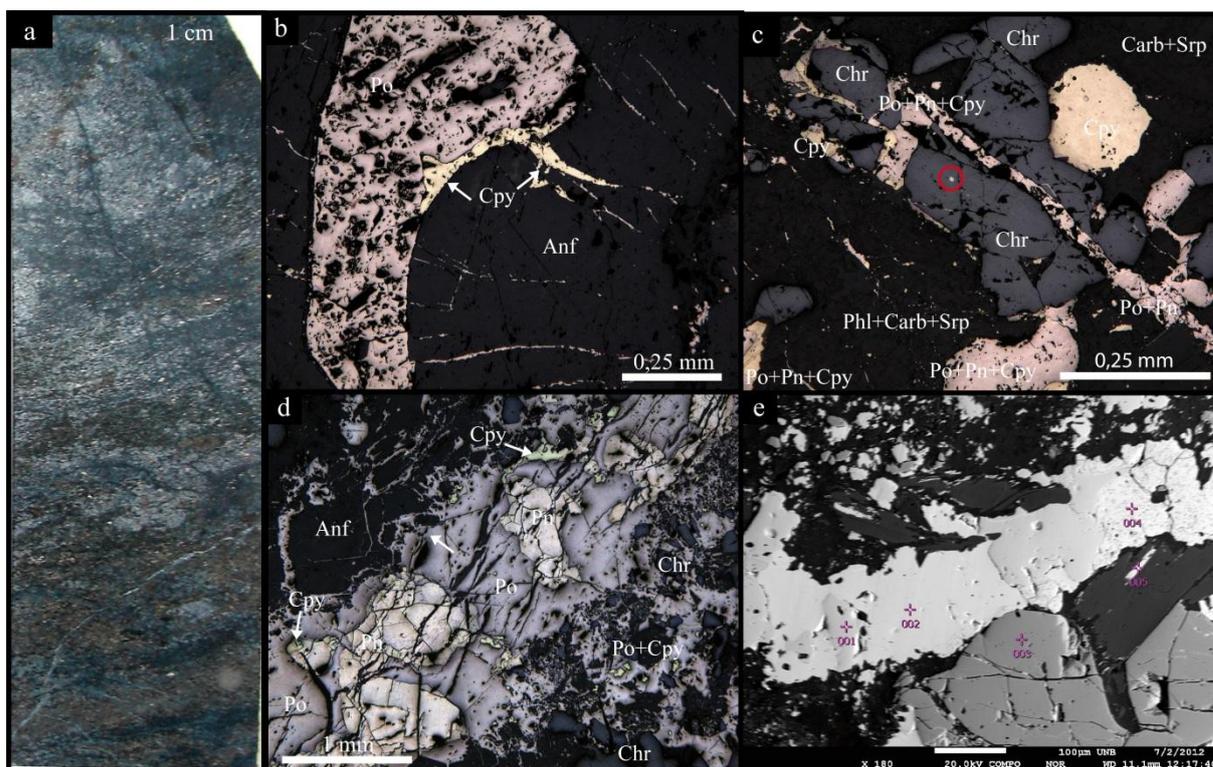


Figura 30: Feições da mineralização sulfetada remobilizada. (a) Testemunho de sondagem de piroxenito anfibolitizado com flogopita e sulfetação em *patches*, disseminada e em vênulas. (b) Sulfetos migrando de bolsão magmático para clivagens de anfibólio com maior remobilização de calcopirita. (c) Veio de sulfetos remobilizados interceptando cromita. Também uma inclusão de sulfeto magmático realçada pela elipse, denotando que a sulfetação primária foi concomitante à cristalização de cromita. (d) Veio de pirrotita+pentlandita±calcopirita projetando venulações anastomosadas menores para as adjacências e interceptando cromoespinélio e anfibólio. (e) Imagem de elétrons retroespalhados de sulfetos em veio, com abundante calcopirita, interceptando silicatos e espinélio. O Ponto 5 é calcopirita dentro de clivagem de

flogopita. Pontos onde foram realizadas análises EDS são indicados. Po=pirrotita, Pn=pentlandita, Cpy=calcopirita, Anf=anfíbólio. (b, c, d) Luz refletida.

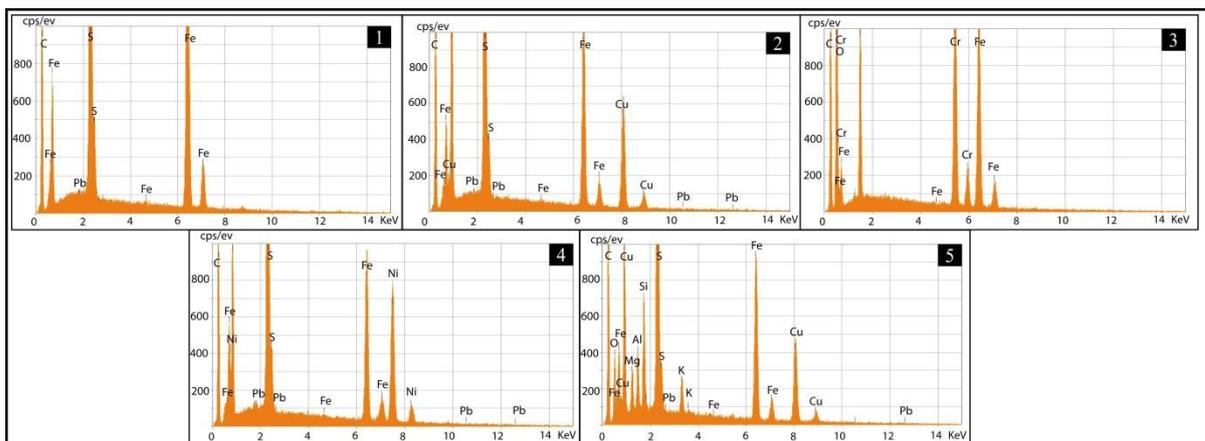


Figura 31: Análises EDS da Fig. 30e. (1) Pirrotita, (2) calcopirita, (3) cromoespinélio, (4) pentlandita, (5) calcopirita. Os elementos K, Si, Mg, Fe, Al provavelmente são devido à interferência da flogopita hospedeira da calcopirita em (5).

A pentlandita forma de 10 a 20% dos sulfetos e ocorre como grãos subédricos a anédricos de até 1 mm intercrescidos com pirrotita e, mais subordinadamente, com calcopirita. Exsoluções do tipo *flame* são muito raras. É muito mais abundante quando em veios e vênulas mais espessos.

A calcopirita forma cerca de 10 a 15% dos sulfetos e é mais abundante quando em veios mais espessos. (Fig. 30e). Ocorre como cristais anédricos a subédricos (até 1,2 mm), intercrescidos com pirrotita e pentlandita, nas clivagens de flogopita e anfíbólio, como fase única ou associada a outros sulfetos (Fig. 30). Raramente está isolada e pode ter inclusões muito finas arredondadas de pirrotita.

## DISCUSSÃO

O corpo Várzea do Macaco, localizado na parte norte do Complexo Jacurici, é formado por dunitos, lherzolitos, piroxenitos, anfibolitos e gabros com variada proporção de serpentinização. Possui mineralização de cromo em uma camada espessa de cromitito maciço e de Ni-Cu sulfetado magmático e remobilizado nas proximidades desse cromitito. Apresenta similaridades com o segmento Ipueira-Medrado, já estudado anteriormente (Deus & Viana, 1982; Marques & Ferreira Filho, 2003; Marques *et al.*, 2003; Oliveira *et al.*, 2004). No entanto, relevantes diferenças podem ser apontadas, não apenas a presença de sulfetação, mas também características petrológicas distintas, maior incidência de deformação e de processos secundários.

### Geologia do corpo Várzea do Macaco

Assim como outros corpos do Complexo Jacurici, Várzea do Macaco tem a estratigrafia invertida e as camadas são orientadas de forma paralela ao embasamento, estando todo o conjunto mergulhando em alto ângulo. A análise petrográfica do corpo permitiu a identificação de duas Unidades Ultramáficas (UUI e UUS), de uma Camada de Cromitito Principal (CCP) e de uma Zona Máfica, subdivisão idêntica à descrita previamente na região de Ipueira-Medrado. No entanto, o intervalo acima do cromitito principal, correspondente à UUS, está muito obliterado por falhamentos e processos secundários em Várzea do Macaco.

Além das unidades estratigráficas, outras semelhanças significativas também foram identificadas, como a gênese a partir de um magma primitivo rico em magnésio, com razões de Mg que alcançam Fo<sub>89</sub> em olivina e En<sub>89</sub> em ortopiroxênio (Dias, 2012). Diversas texturas e o aspecto geral das rochas, tais como manchas brancas com minerais preservados da serpentinização e olivina preservada nos núcleos de piroxênio são características muito similares entre os segmentos de Várzea do Macaco e Ipueira-Medrado.

Apesar das diversas semelhanças entre os corpos, há cinco diferenças importantes: (1) presença de clinopiroxênio, lherzolitos e websteritos em Várzea do Macaco. Em Ipueira-Medrado ocorrem apenas harzburgitos e ortopiroxenitos; (2) relativo enriquecimento em piroxênio ao longo da estratigrafia, intervalos de piroxenitos mais frequentes e importantes no contato com a CCP; (3) sulfeto disseminado e intersticial em grande proporção ao longo do corpo, particularmente nas proximidades da CCP; (4) ocorrência de uma expressiva zona metassomatizada/hidrotermalizada próxima ao cromitito principal; (5) deformação mais intensa que provoca forte foliação e transformações nos minerais, com flogopitização, carbonatação e anfibolitização.

As semelhanças entre Ipueira-Medrado e Várzea do Macaco podem sugerir que estes sejam segmentos de uma única intrusão atualmente desmembrada tectonicamente. Em Várzea do Macaco fica evidente que o cromitito principal separa dois momentos distintos na evolução do corpo, assim como sugerido para o *sill* Ipueira-Medrado por Marques & Ferreira Filho (2003) e Marques *et al.* (2003). A CCP e a ocorrência de anfibólito magmático próximo a esta camada marcam um intervalo importante na evolução petrológica, em que contaminação crustal poderia ter sido relevante para a mineralização. Entretanto as diferenças existentes entre os dois corpos sugerem que apesar de ambos pertencerem a um mesmo sistema intrusivo, possuem histórias evolutivas um pouco diferentes. A presença abundante de clinopiroxênio ao longo de todo o corpo e de sulfetação claramente aponta para uma situação distinta ao longo da evolução, talvez causada por um contaminante diferente que forneceu enxofre e alterou as condições de cristalização. É importante destacar que o embasamento nesta área mais a norte não é exatamente o mesmo da porção sul, embora requeira ainda mais estudos na região para uma melhor definição.

Ainda, a porção norte do Complexo Jacurici é mais tectonizada e deformada que a parte sul, indicado pela presença de rochas mais foliadas em Várzea do Macaco e estratigrafia mais perturbada por falhamentos. Estudos complementares de química mineral em silicatos e espinélios, geoquímica isotópica e de elementos traços que identifiquem os *trends* magmáticos e as variações ao longo da estratigrafia são sugeridos para uma melhor reconstrução dos processos magmáticos/hidrotermais, bem como estudos que permitam entender melhor o metamorfismo e metassomatismo que atuaram neste segmento do Complexo Jacurici.

### **Mineralizações do corpo Várzea do Macaco**

A mineralização de cromo é muito semelhante àquela descrita para o *sill* Ipueira-Medrado. São constituídas por uma camada única espessa de cromitito maciço, com textura cumulática fina e com presença de piroxênio serpentizado como intercúmulus. A presença de anfibólito magmático como uma fase abundante nas proximidades da CCP pode ser destacada como uma feição relevante nos dois corpos e foi anteriormente apontada por Marques *et al.* (2003) como indicativo de possibilidade de contaminação crustal durante o magmatismo.

A camada de cromitito ocorre em nível estratigráfico similar e marca em ambos os segmentos a transição entre a UUI e a UUS.

Conforme o que foi apontado por Marques & Ferreira Filho (2003) e Marques *et al.* (2003) na região de Ipueira-Medrado, aparentemente a contaminação crustal serviu de gatilho para a formação do minério de cromo. A sulfetação magmática seria esperada no Complexo, pois esse foi formado a partir de magmas primitivos ricos em Ni (4.700-2000 ppm em olivina). Porém, em Ipueira-Medrado, não ocorre sulfetação possivelmente por falta de uma fonte de enxofre capaz de provocar a saturação desse elemento no magma (Marques *et al.* 2003). Os autores apontam o alto teor de Ni na olivina permanece ao longo da estratigrafia marcando ausência de segregação de sulfetos no corpo.

Por outro lado, Várzea do Macaco possui um importante intervalo sulfetado. Algumas formas de ocorrência desses sulfetos, em amostras com texturas magmáticas muito bem preservadas, tais como bolsões intersticiais entre cristais de olivina e piroxênios e, principalmente, sulfetos inclusos e intercrescidos com cristais de cromita, constituem fortes indícios da gênese magmática para, pelo menos parte, da mineralização sulfetada, denotando simultaneidade entre os processos de cristalização do magma silicático e do líquido sulfetado. O fato de em Várzea do Macaco a mineralização sulfetada estar relacionada à mineralização de cromo e em parte ser simultânea a esta, juntamente com o aumento significativo de anfibólito magmático neste intervalo da mesma forma que em Ipueira-Medrado, indica possivelmente que o gatilho para a formação do minério de cromo, a contaminação crustal, seria o mesmo que desencadeou a sulfetação magmática. Neste sentido, os dados obtidos nesse trabalho apontam para uma evolução de Várzea do Macaco muito semelhante à de Ipueira-Medrado,

sendo sugerido que a mineralização de sulfetos possa estar relacionada a um contaminante distinto que permitiu a saturação em enxofre nesta região.

Em Várzea do Macaco, também ocorre uma mineralização remobilizada, com sulfetos em veios e vênulas, dentro de clivagens de silicatos de origem secundária como flogopita. Há maior presença de calcopirita e quase total ausência de exsoluções de pentlandita em pirrotita. Essas observações concordam com os trabalhos de Dirk & Roland (1992) no Complexo Bushveld, onde sulfetos que ocorrem acima da *Main Magnetite Layer* tiveram sua mineralogia e composição originais afetadas por processos hidrotermais. Esta remobilização possivelmente ocorreu durante o metamorfismo/metassomatismo que afeta todo o corpo, mas que atua de forma mais pervasiva no intervalo próximo ao cromitito principal, possivelmente por este já ter na sua origem paragêneses hidratadas. Como este é o intervalo mais rico em sulfetos, ocorre forte remobilização destes.

Os processos metamórficos, metassomáticos e deformacionais que atuaram na parte norte do complexo aparentemente diluíram os teores de Ni em Várzea do Macaco, através da distribuição errática e heterogênea da pentlandita na mineralização remobilizada. No entanto, nota-se maior presença de calcopirita no remobilizado, havendo um aumento na razão Cu/Ni. Sugerem-se estudos de química mineral nos sulfetos para que informações importantes quanto às diferenças composicionais e cristalográficas das duas formas de ocorrência da mineralização sulfetada possam ser observadas.

## CONCLUSÕES

O corpo Várzea do Macaco é uma intrusão máfica-ultramáfica estratificada pertencente ao Complexo Jacurici, relativamente pouco espessa (< 200 m), que hospeda um depósito de cromo em uma camada de cromitito maciço (3-8 m) e uma mineralização de Cu-Ni sulfetado de caráter magmático com forte remobilização.

A estratigrafia do corpo pode ser dividida da base para o topo em uma Zona Ultramáfica, subdividida em Unidade Ultramáfica Inferior (UII), Camada de Cromitito Principal (CCP) e Unidade Ultramáfica Superior (UUS), e uma Zona Máfica. Esta subdivisão é a mesma estabelecida por Marques & Ferreira Filho (2003) para o segmento Ipueira-Medrado, localizado mais a sul neste mesmo Complexo. A estratigrafia está invertida, com rochas ultramáficas próximas à superfície e rochas máficas em profundidade. A CCP serve como camada de correlação estratigráfica entre as seções geológicas do corpo, o que é comum a outros corpos do Complexo Jacurici, especialmente o *sill* Ipueira-Medrado no segmento central. Isso indica uma possível correlação entre todos os segmentos, possivelmente definindo como uma única câmara magmática posteriormente desmembrada tectonicamente como já postulado por vários autores (Deus & Viana, 1982; Marques & Ferreira Filho, 2003; Oliveira *et. al.*, 2004).

Na transição entre a UII e a UUS existe uma importante zona hidrotermalizada/metassomatizada com aumento substancial de flogopita, carbonato, anfibólio e serpentina. Este mesmo intervalo coincide com o horizonte de mineralização sulfetada mais desenvolvido, com significativa presença de pirrotita+pentlandita±calcopirita.

A sulfetação ocorre de duas formas distintas, uma de textura magmática, com sulfetos disseminados nos interstícios ou inclusos em cristais de olivina, piroxênios, cromoespinélio e anfibólio magmático, com frequente presença de exsoluções de pentlandita em pirrotita. A outra com sulfetos remobilizados em veios e vênulas que cortam a estratificação primária e mesmo a foliação metamórfica. A mineralização sulfetada remobilizada ocorre frequentemente associada à presença mais abundante de flogopita, serpentina, carbonato e anfibólio metamórfico nas rochas já mais fortemente transformadas. As duas mineralizações ocorrem associadas e nos mesmos intervalos. Em algumas situações se observa o minério magmático evoluindo para o remobilizado. No minério remobilizado há maior abundância de calcopirita quando comparado ao magmático e texturas de exsoluções de pentlandita em pirrotita são muito raras.

O corpo Várzea do Macaco possivelmente pertence ao mesmo sistema intrusivo de Ipueira-Medrado, embora a presença de clinopiroxênio em todo o corpo e presença de sulfetação magmática aponte para uma história evolutiva diferente na parte norte do Complexo Jacurici.

A contaminação crustal apontada como gatilho para a formação da mineralização de cromo, sugerida por Marques & Ferreira Filho (2003) e Marques *et al.* (2003) para o cromitito de Ipueira-Medrado, possivelmente foi determinante na formação do minério sulfetado. É sugerido que as encaixantes na região norte sejam distintas, talvez enriquecidas em enxofre, tendo assim contribuído

para a supersaturação e segregação de líquido sulfetado conforme ocorre em outros complexos máfico-ultramáficos ricos em sulfetos (Naldrett, 1999; Eckstrand & Hulbert, 2007; Ripley & Li, 2012; entre outros).

A mineralização sulfetada provavelmente foi remobilizada durante os eventos metamórficos e metassomáticos que atuaram com maior intensidade na parte norte do Complexo Jacurici e afetaram de forma mais pervasiva justamente o intervalo que originalmente era hidratado devido à contaminação crustal. Esses processos alteraram a mineralogia e as texturas dos sulfetos, reconcentrando em outra posição e aumentando a relação Cu/Ni.

## AGRADECIMENTOS

Esta publicação faz parte da Dissertação de Mestrado de João Rodrigo V. P. Dias, realizada no Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul que agradece ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo apoio através de concessão de bolsa. Os autores agradecem a Mineração Vale do Jacurici S/A, do grupo FERBASA, na pessoa do Eng. José Ronaldo Sobrinho e dos geólogos Carlos J. C. de Carvalho, Francisco X. Bezerra, Eraldo B. Cabral, Harlem Henkel S. Cunha, Adriano S. Bellitardo, Almir O. Jr., Kleiton C. Sales, André L. D. Santos e todo o corpo técnico da Fazenda Ipueira por todo o apoio logístico e técnico fornecido, oferecimento de estágio para alunos de graduação e disponibilizar amostras de testemunhos de sondagem. Agradecemos também o corpo técnico do Laboratório de Geologia Isotópica da UFRGS, no qual foram realizadas análises de microscopia ótica e de microscopia eletrônica. João R. V. P. D., agradece aos colegas Isadora A. Henrichs, Marco S. Castoldi e Milena C. Carniel pelo apoio prestado e ao técnico Marcelo K. Campos e Juliano R. Krumel pelas excelentes lâminas petrográficas.

## REFERÊNCIAS

- Barbosa J.S.F. & Sabaté P. 2003a. Colagem Paleoproterozóica de placas arqueanas do Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 33 (1-Suplemento): p. 7-14.
- Barbosa J.S.F., Sabaté P., Marinho M.M. 2003b. O Cráton do São Francisco na Bahia: uma síntese. *Revista Brasileira de Geociências*, 33(1): p. 3-6.
- 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.
- Deus, P. B., Viana, J.S., Duarte, P.M., Queiróz, J.A. 1982. Distrito cromitífero de Campo Formoso. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, *Roteiro de Excursões*, 3: p. 52-59.
- Dias, J. R. V. P. 2012. *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, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 98 p.
- Eckstrand, O.R. and Hulbert, L.J. 2007. Magmatic nickel-copper-platinum group element deposits. In: Goodfellow, W.D. *Mineral Deposits of Canada: a synthesis of major deposit types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods*. Geological Association of Canada, Special Publication, 5: p. 205-222.
- Marques, J. C., Ferreira Filho, C. F. 2003. The Chromite Deposit of the Ipueira-Medrado Sill, Bahia, Brazil. *Economic Geology*, v. 98, p. 87-108.
- Marques, J. C., Ferreira Filho, C. F., Carlson, R. W., Pimentel, M. M. 2003. 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.

- Marques, J. C., Frantz, J. C., Chemale Jr., F., Brito, R. S. C., Apollo, J. F. H. 2005. The mafic-ultramafic rocks and mineralizations of the Jacurici Complex, Bahia, Brazil. In: III Simpósio sobre o Cráton do São Francisco. Salvador, Short Papers.
- Misi, A., Teixeira, J. B. G., Sá, J. H. S. 2012. *Mapa metalogenético digital do Estado da Bahia e principais províncias minerais. Escala 1:1.000.000. Texto Explicativo*. Salvador, Companhia Baiana de Pesquisa Mineral. 244 p.
- Naldrett, A. J. 1999. World-class Ni-Cu-PGE deposits: key factors in their genesis. *Mineralium Deposita*, 34(3), p. 227–240.
- Oliveira, E.P., Tarney, J. 1995. Genesis of the Precambrian copper-rich hypersthenite-norite Caraiba complex, Brazil. *Mineralium Deposita*, 30, p. 351-373.
- 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.
- Ripley, E. M., Li, C. 2012. Sulfide Saturation in Mafic Magmas: Is External Sulfur Required for Magmatic Ni-Cu-(PGE) Ore Genesis? *Economic Geology*. 108(1), p. 45–58.
- 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, p. 101-137.
- Tobi, A.C., Kroll, H. 1975. Optical determination of the An-content of plagioclases twinned by Carlsbad-law: a revised chart. *American Journal of Science* 275: p. 731-736.

# ***ANEXOS***

---

## ANEXO A – HISTÓRICO ESCOLAR

30/1/2014

<https://www1.ufrgs.br/Posgraduacao/InformacoesAluno/HistoricoCurso.php?Cod=&Imprime=1>



JOÃO RODRIGO VARGAS PILLA DIAS

161600

Lista das atividades de ensino do aluno avaliadas pelo curso.

### HISTÓRICO CURSO

GEOCIÊNCIAS - Mestrado Acadêmico - 01/03/2013

Período Letivo	Código	Disciplina	Créditos	Conceito	Situação
2013/02	GEB00065	Geoquímica isotópica aplicada a depósitos minerais	5	A	Aprovado
2013/02	GEB00104	Petrologia e metalogenia de rochas máficas-ultramáficas	4	A	Aprovado
2013/01	GEB00103	Alteração hidrotermal e metalogenia	4	A	Aprovado
2013/01	GEB00116	Geoquímica das águas subterrâneas	4	A	Aprovado
2013/01	GEP92-33	T. E. em Geoq: Metalogenia e modelagem de depósitos minerais	2	A	Aprovado
2013/01	GEB00102	Téc. anal. de espec. de massa e geoq. iso. aplic. a evol. manto-crosta	5	A	Aprovado
		Inglês em 26/10/2013	-	-	-

### Totais

Créditos cursados com aprovação neste Curso: 24  
Total: 24

## ANEXO B – RELATÓRIO DE DESEMPENHO ACADÊMICO

 <b>UFRGS</b> UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL	<b>Instituto de Geociências</b> <b>Programa de Pós-Graduação em Geociências - PPGGEO</b>
--	---

### RELATÓRIO DE DESEMPENHO ACADÊMICO

Mestrando: João Rodrigo Vargas Pilla Dias

Orientador: Juliana Charão Marques

Data de Ingresso: Março de 2013.

#### Plano de Mestrado (%)

Atividade	Semestre 1	Semestre 2	Semestre 3	Semestre 4
Créditos	62,5	37,5		
Exame de Proficiência		100		
Campo	100			
Laboratório	50	50		
Dissertação		100		

#### Atividade Acadêmica (Numerar)

Atividade	Semestre 1	Semestre 2	Semestre 3	Semestre 4
Participação em palestras no IG	1	1		
Estágio Docência	0	0		
Publicação de Resumos	2	0		
Publicação de Artigos	0	0		
Participação Exame de Qualificação*	1	1		
Participação Defesa de Tese*	0	0		
Treinamento Portal Periódicos CAPES	0	0		

\*Participação em todos os eventos de Exame de Qualificação e Defesa de Tese, na respectiva Área de Concentração.

Data: 31/01/2014.

---

Assinatura Mestrando

---

Assinatura Orientador