

O corpo Várzea do Macaco e as mineralizações de cromo, níquel e cobre, Complexo Máfico-ultramáfico Jacurici, Cráton São Francisco, Bahia

The chromium and copper-nickel mineralized Várzea do Macaco body, Jacurici Mafic-ultramafic Complex, São Francisco Craton, Bahia, Brazil

João Rodrigo Vargas Pilla Dias^{1*}, Juliana Charão Marques¹,
Waldemir José Alves de Queiroz², José Carlos Frantz¹, Ronei Giusti¹

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 os 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 falhas. É constituído por dunito, lherzolito, ol-websterito, cromitito e gabbronorito com intensidades variáveis de serpentinização. O minério sulfetado ($Po \pm Pn \pm Cpy$) está concentrado nas proximidades da espessa camada de cromitito e ocorre como: primário magmático com sulfetos intersticiais associados à olivina e ao piroxênio; e mineralização remobilizada, com sulfetos associados a veios e lentes metasomatizadas 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 metasomáticas, mais intensas nesse intervalo. Nos sulfetos remobilizados, a calcopirita é mais abundante, evidenciando um aumento na razão Cu/Ni. O corpo Várzea do Macaco pode ser subdividido em uma Zona Ultramáfica e uma Zona Máfica, as mesmas propostas para Ipueira-Medrado. Comparativamente, o corpo Várzea do Macaco é enriquecido em clinopiroxênio. 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 dunito, lherzolite, ol-websterite, chromitite and gabbronorite with variable serpentinization. The sulfide ore ($Po \pm Pn \pm Cpy$) 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 that possible favoured late metamorphism and metasomatism transformation, stronger in this interval. The remobilized sulfide is enriched in chalcopyrite showing an increase in the Cu/Ni ratio. Comparing to Ipueira-Medrado, the Várzea do Macaco is enriched in clinopyroxene, but it can be subdivided in the same Ultramafic and Mafic zones. 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.

¹Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre (RS), Brasil. E-mail: joaorodrigo.dias@gmail.com, juliana.marques@ufrgs.br, jose.frantz@ufrgs.br, roneigiusti@gmail.com

²Companhia de Ferro Ligas da Bahia - FERBASA, Pojuca (BA), Brasil. E-mail: waldemirqueiroz@hotmail.com

*Autor correspondente

Manuscrito ID 30081. Recebido em: 30/01/2014. Aprovado em: 29/05/2014.

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, com reservas estimadas em mais de 40Mt, 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. 1), 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. 2).

O Complexo Jacurici é formado por múltiplos corpos que hospedam uma mineralização de cromo concentrada em uma camada espessa de cromitito maciço (Deus *et al.* 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 Paleoproterozoico Salvador-Curaçá (Barbosa & Sabaté 2003a). O Complexo de Campo Formoso é formado por uma intrusão máfica-ultramáfica de idade não bem estabelecida, entre o Neoarqueano e o Paleoproterozoico, 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. A mineralização é composta basicamente de bornita e calcopirita disseminada ou como veios e vênulas de sulfetos remobilizados em que pode inclusive ocorrer pirrotita, pentlandita e outros sulfetos de Ni. Suas encaixantes são gnaisses, granulitos e metassedimentos de alto grau do orógeno Salvador-Curaçá (Oliveira & Tarney 1995).

O Complexo de Caraíba e o do Jacurici formam dois *trends* N-S paralelos e são separados pela intrusão sienítica de Itiúba (Fig. 2), que teve seu posicionamento controlado por uma sutura litosférica (Conceição 1993). As idades U-Pb SHRIMP reportadas são de 2.580 ± 10 Ma para

o Complexo Caraíba e de 2.085 ± 5 Ma para o Complexo Jacurici (Oliveira *et al.* 2004). A idade do Complexo Jacurici é muito similar à idade de 2.084 ± 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 também o melhor estudado denomina-se *Sill* Ipueira-Medrado (Fig. 2). Destacam-se os trabalhos de Deus *et al.* (1982), Marques & Ferreira Filho (2003), Marques *et al.* (2003), Oliveira *et al.* (2004), Oliveira Júnior & Silva (2002), entre outros. Esse corpo está dividido em dois 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 *et al.* (1982) como um *sill* estruturado em uma dobra sinforme.

Marques & Ferreira Filho (2003) subdividiram o *Sill* Ipueira-Medrado, da base para o topo, em Zona Ultramáfica e Zona Máfica. A Zona Ultramáfica foi subdividida em Unidade Ultramáfica Inferior (UUI), Camada de Cromitito Principal (CCP) e Unidade Ultramáfica Superior (UUS). A Unidade Ultramáfica Inferior (100 – 250 m) é composta essencialmente por dunitos intercalados com lentes métricas de harzburgitos, piroxenitos e camadas diminutas de cromititos. A Camada de Cromitito Principal (5 – 8 m) é composta por cromitito maciço. A Unidade Ultramáfica Superior 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 Unidade Ultramáfica Superior (Marques & Ferreira Filho 2003).

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

Marques e Ferreira Filho (2003) identificaram uma evolução petrológica complexa para o *sill* por meio da observação da variação críptica em olivina e ortopiroxênio. Ao longo da Unidade Ultramáfica Inferior, 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 camada de cromitito principal ao longo da Unidade Ultramáfica Superior, 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 camada de cromitito principal deve ter se formado a partir de uma mudança drástica durante a evolução do *sil*. Identificou-se também que os conteúdos de forsterita e Ni em olivina

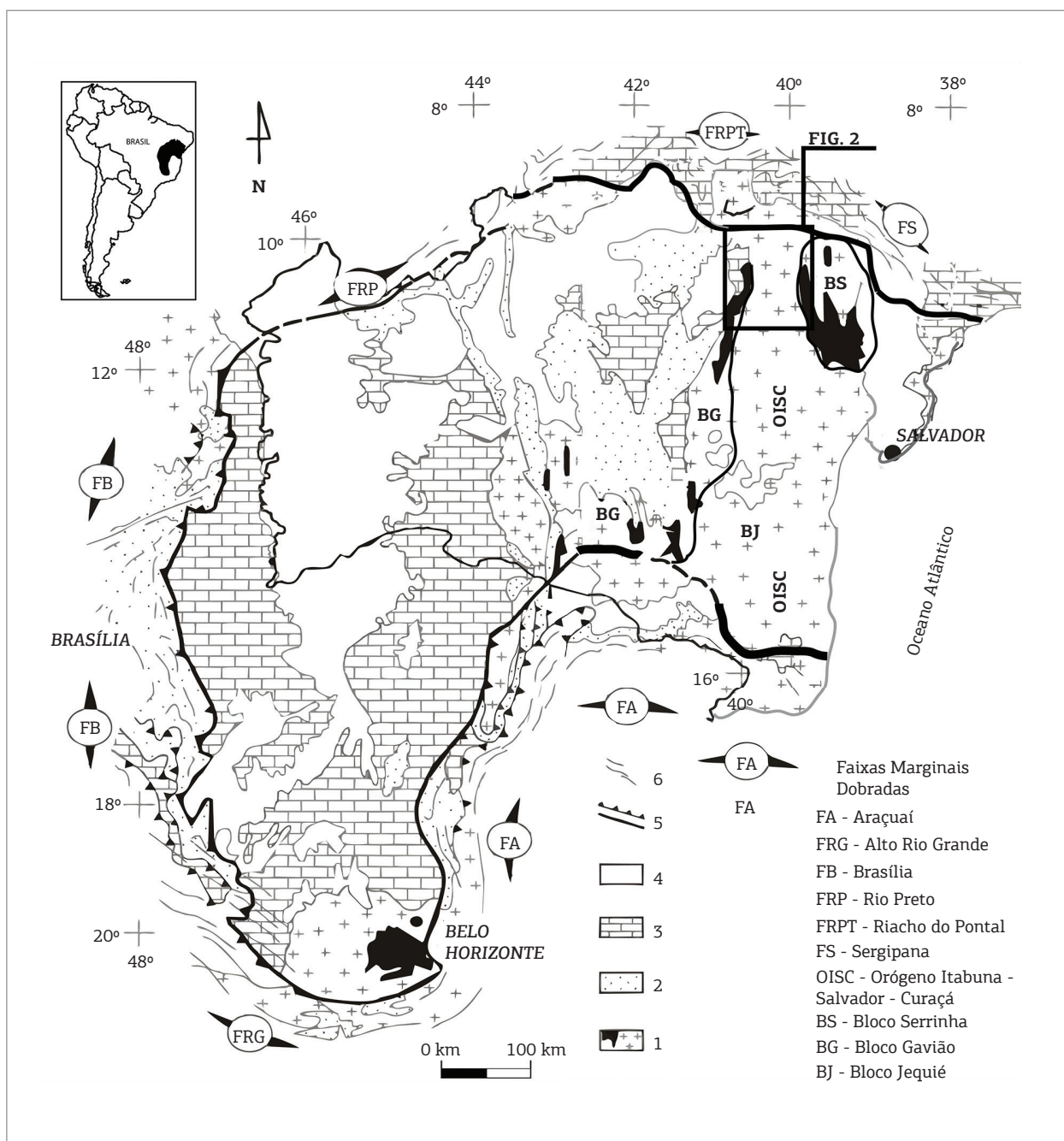


Figura 1. Mapa do Cráton São Francisco. (1) Embasamento Arqueano/Paleoproterozoico com seqüências *greenstone belts* e o Grupo Jacobina (em preto); (2) coberturas mesoproterozoicas do Supergrupo Espinhaço; (3) coberturas neoproterozoicas do Supergrupo São Francisco; (4) coberturas fanerozoicas; (5) limites do Cráton; (6) cinturões de dobramentos brasileiros. A região estudada está na área destacada (modificado de Barbosa et al. 2003b).

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 e Ferreira Filho (2003) e Marques *et al.* (2003) definiram que a formação da Camada de Cromitito Principal é caracterizada pela troca de regime

magmático e por um aumento na quantidade de anfibólio durante e após a referida camada. Essas informações, 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 Unidade Ultramáfica Inferior quanto a Unidade Ultramáfica Superior cristalizaram a partir de magmas parentais similares.

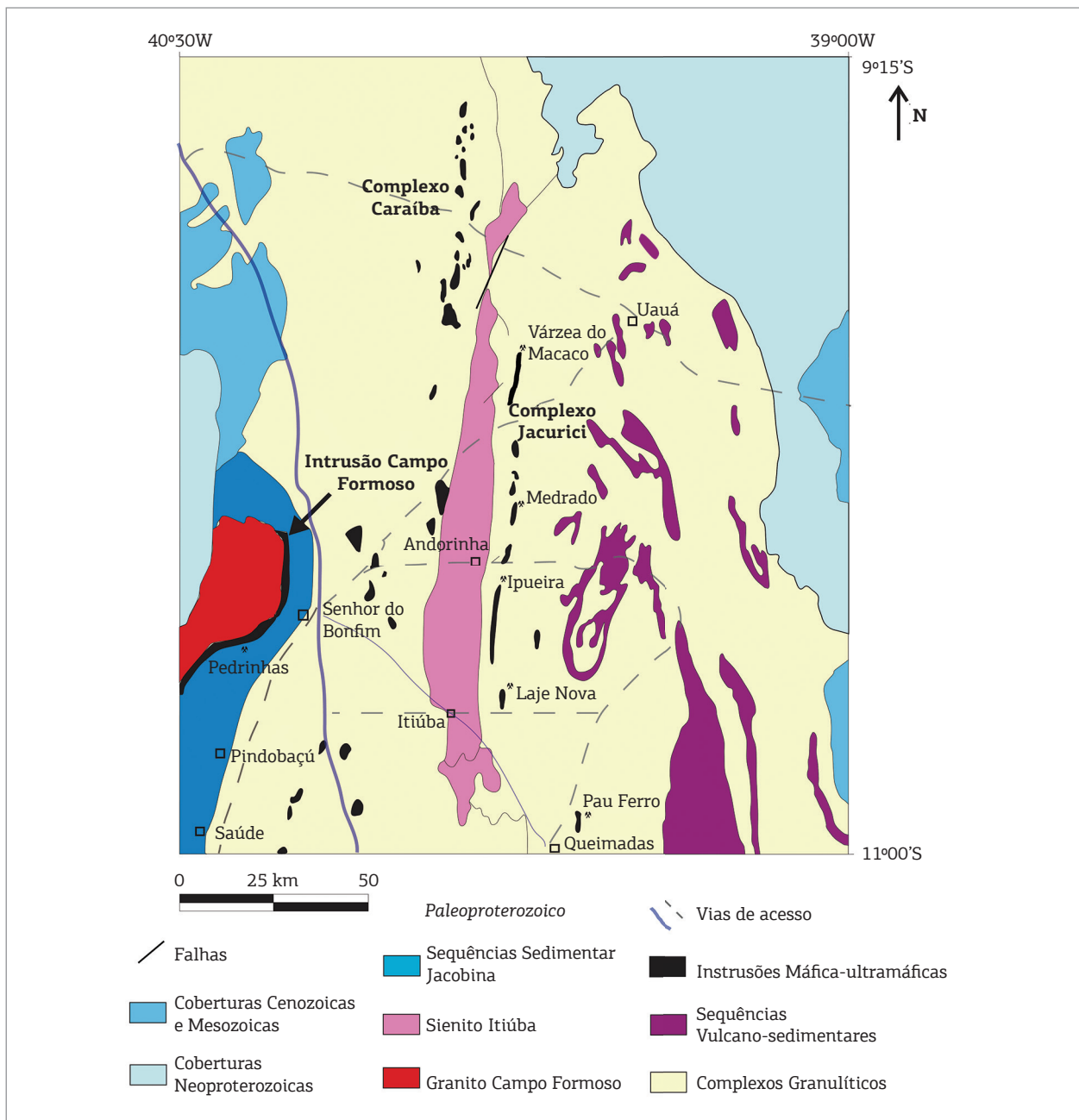


Figura 2. Localização do corpo Várzea do Macaco e geologia da região. Principais minas da FERBASA são indicadas (modificado de Marques *et al.* 2005).

MATERIAIS E MÉTODOS

Dados de campo foram coletados por meio 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 desses testemunhos, com 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 apresentam 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 semiquantitativa

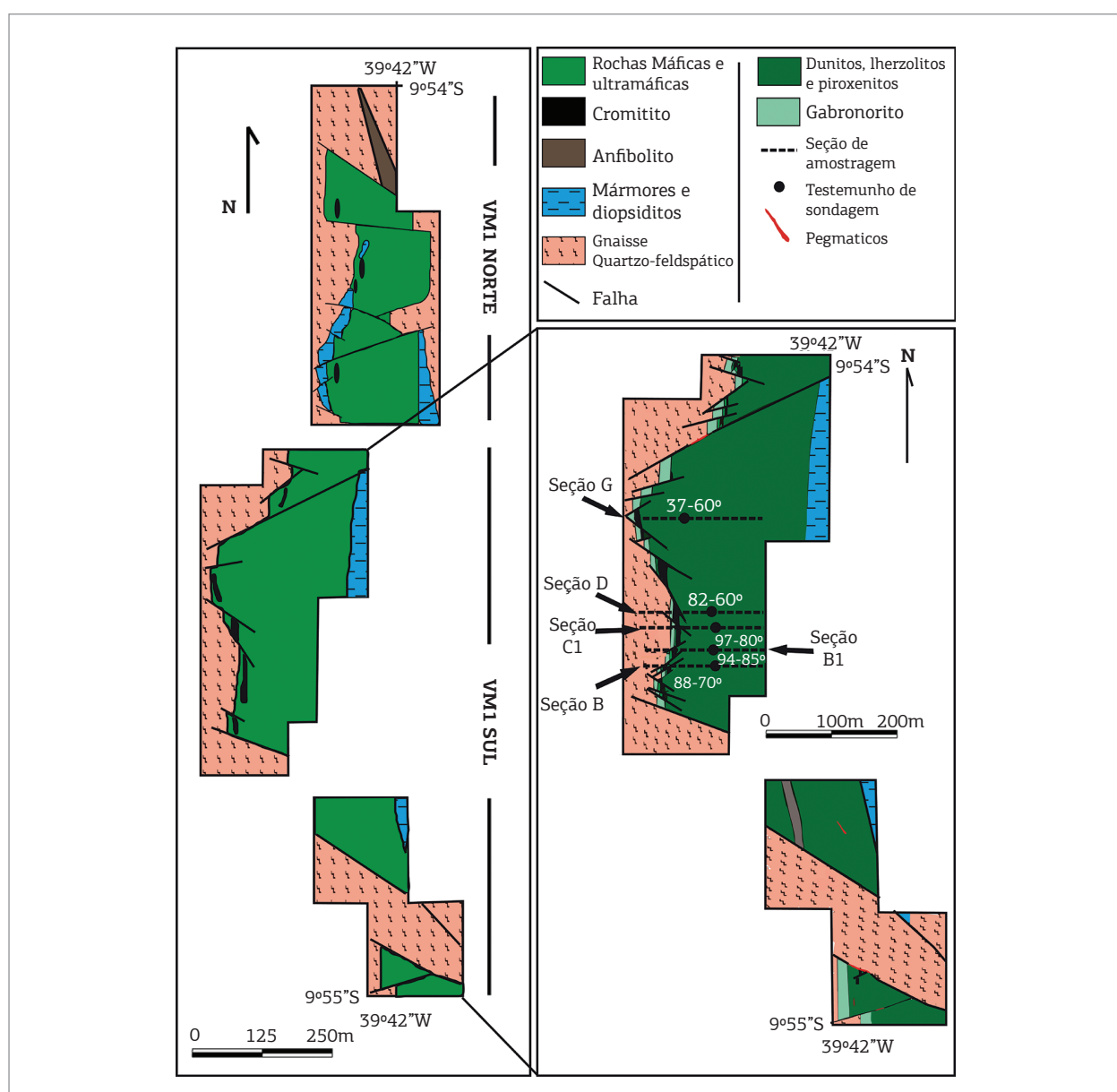


Figura 3. Mapa geológico do Sill Várzea do Macaco. No detalhe a área de Várzea do Macaco I Sul com a localização das seções e testemunhos amostrados (modificado de Mineração Vale do Jacurici S.A. Divisão de Geologia, mapa inédito).

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. Essas atividades foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica da UFRGS.

RESULTADOS

Geologia

O corpo de Várzea do Macaco tem cerca de 2 km de extensão e 250 m de largura (Fig. 3). É rico em cromita e

sulfetos e aflora na parte norte do Complexo Jacurici (Fig. 2). Está deslocado por falhas tardias em 5 blocos e sua estratigrafia está invertida: rochas ultramáficas da base próximas da superfície e gabros em profundidade (Fig. 4). 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 dos litotipos descritos. 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. 3).

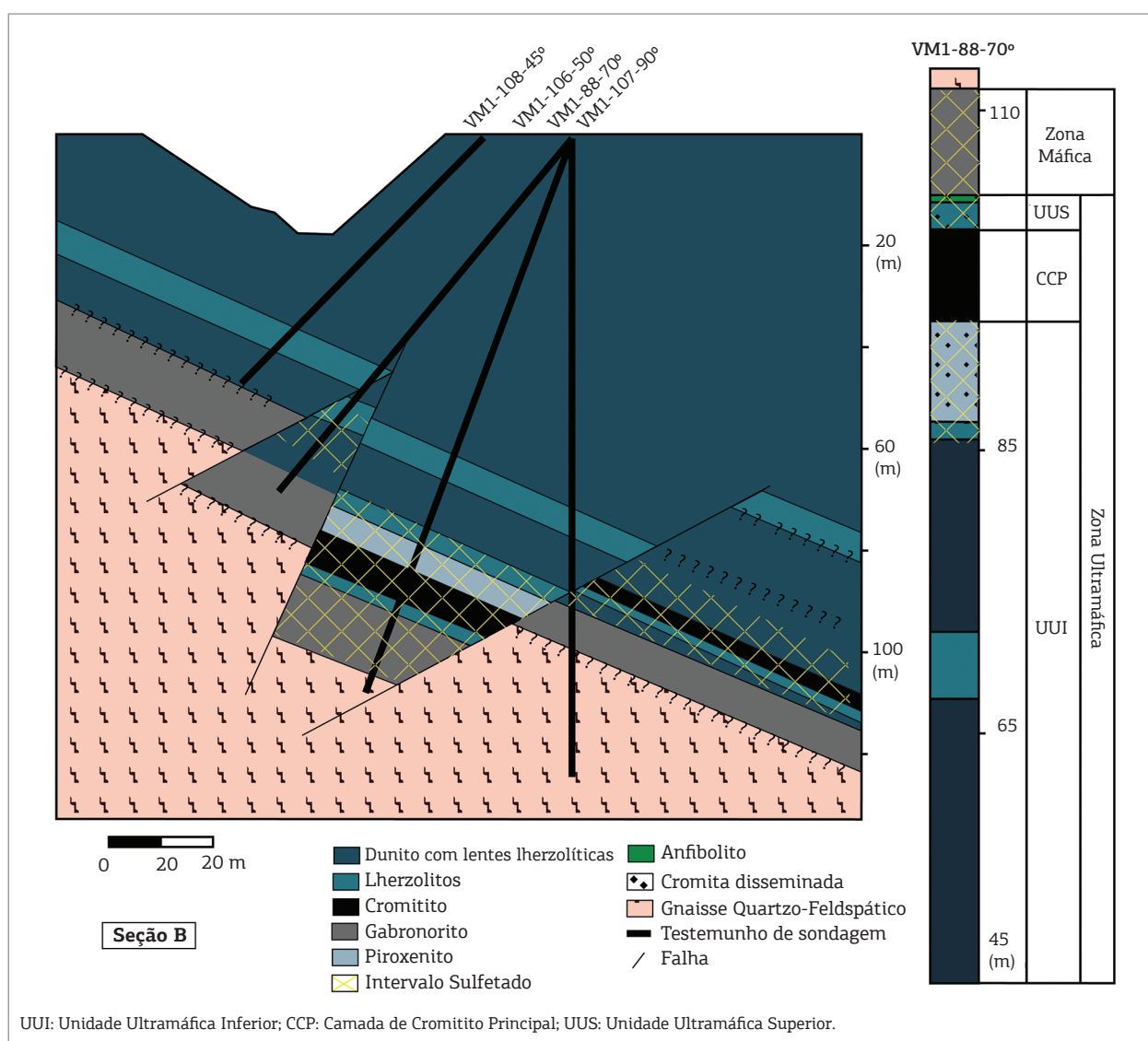


Figura 4. Testemunho de sondagem e seção geológica representativos do corpo Várzea do Macaco. Subdivisões do corpo indicadas no testemunho. Lentes de lherzolito em que predominam dunitos e outras feições menores não foram retratadas em razão da escala. Nesta seção, é possível observar a inversão da estratigrafia, com ultramáficas da base do corpo próximas à superfície e Zona Máfica em profundidade.

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 essa 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 (Figs. 5a, 6a, 7a) são os locais onde, preservados da serpentinização, se encontram oikocristais de piroxênios e olivina. Pegmatitos quartzo-feldspáticos centimétricos a métricos cortam as rochas ultramáficas ao longo de toda a estratigrafia com contatos retílineos.

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. 4). Essa subdivisão é similar à realizada por Marques e Ferreira Filho (2003) na região de Ipueira-Medrado, ao sul. No entanto, nas proximidades da Camada de Cromitito Principal 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. 4). Dentro dessa faixa as litologias magmáticas são transformadas em anfibolitos e flogopititos, com presença de carbonato e, localmente, granada, ocorrendo intercalações de serpentinitos ricos em dolomita.

A Unidade Ultramáfica Inferior (40 – 120 m) é composta predominantemente por dunitos. Apresenta intercalações centimétricas a métricas de lentes lherzolíticas que aumentam em direção à Camada de Cromitito Principal, culminando em um piroxenito logo abaixo desta unidade (Fig. 4). Fraturas, brechas de falha, veios pegmatíticos e de carbonato + serpentina cortam o intervalo.

A Camada de Cromitito Principal (3 – 8 m) concentra a mineralização de cromo e é formada por um cromitito maciço descontínuo lateralmente em razão de falhas. Nas imediações e no interior dessa camada ocorre uma mineralização sulfetada (Fig. 4). A sulfetação pode ocorrer de duas formas: com textura magmática preservada, variando de disseminada a semimaciça, e como lentes e veios de sulfetos que cortam a estratificação primária e a foliação metamórfica, indicando processos de remobilização. Essas remobilizações são mais evidentes onde os litotipos hospedeiros estão mais intensamente transformados por processos secundários.

A Unidade Ultramáfica Superior (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 desse intervalo encontra-se muito obliterado por falhamentos e

alteração hidrotermal-metassomática e é geralmente marcado pela ocorrência de um anfibolito (Fig. 4).

A Zona Máfica (7 – 30 m) é composta essencialmente por gabronoritos. Assim como na Unidade Ultramáfica Superior, fraturas são comuns nessa 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. Essa 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 microescala. Paragéneses 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 lherzolíticas 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 desses processos.

Rochas silicáticas

As rochas do corpo Várzea do Macaco são texturalmente muito diversificadas. Serpentinitos, lherzolitos e piroxenitos são os litotipos mais comuns embora estejam afetados 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 apresentadas a seguir.

Dunito

O dunito está fortemente transformado em serpentinito com textura ígnea apenas localmente preservada e com poucos minerais originais (Fig. 5). Podem ser reconhecidas raras porções esbranquiçadas nos testemunhos, onde ocorrem oikocristais de piroxênio com olivina preservados (Fig. 5A). 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 (Figs. 5D, E). O dunito com textura ígnea preservada (Figs. 5B, D) tem textura adcumulática fina a média (olivina-cromoespinélio), com cromoespinélio subédrico (< 0,5 mm) disseminado, muitas vezes contornando pseudomorfos (Fig. 5D). Pseudomorfos de olivina (0,5 a 1 mm)

substituídos por serpentina com textura *mesh* são comuns nesta litologia (Fig. 5B). Carbonato pode ocorrer disseminado na massa de serpentina e em veios (Figs. 5C, F).

Os dunitos/serpentinitos eventualmente são afetados intensamente por carbonatação (Figs. 5C, F, G). O carbonato ocorre principalmente como finos cristais disseminados na serpentina, associado com magnetita (Figs. 5F, G), eventualmente com sulfetos, podendo pseudomorfisar piroxênio com serpentina.

Lherzolito

Lherzolito, que ocorre nas duas unidades ultramáficas, pode ser claro quando há muitos minerais preservados ou escuro quando apresenta intensa serpentinização (Fig. 6A). 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 media a grossa é comum e bem preservada

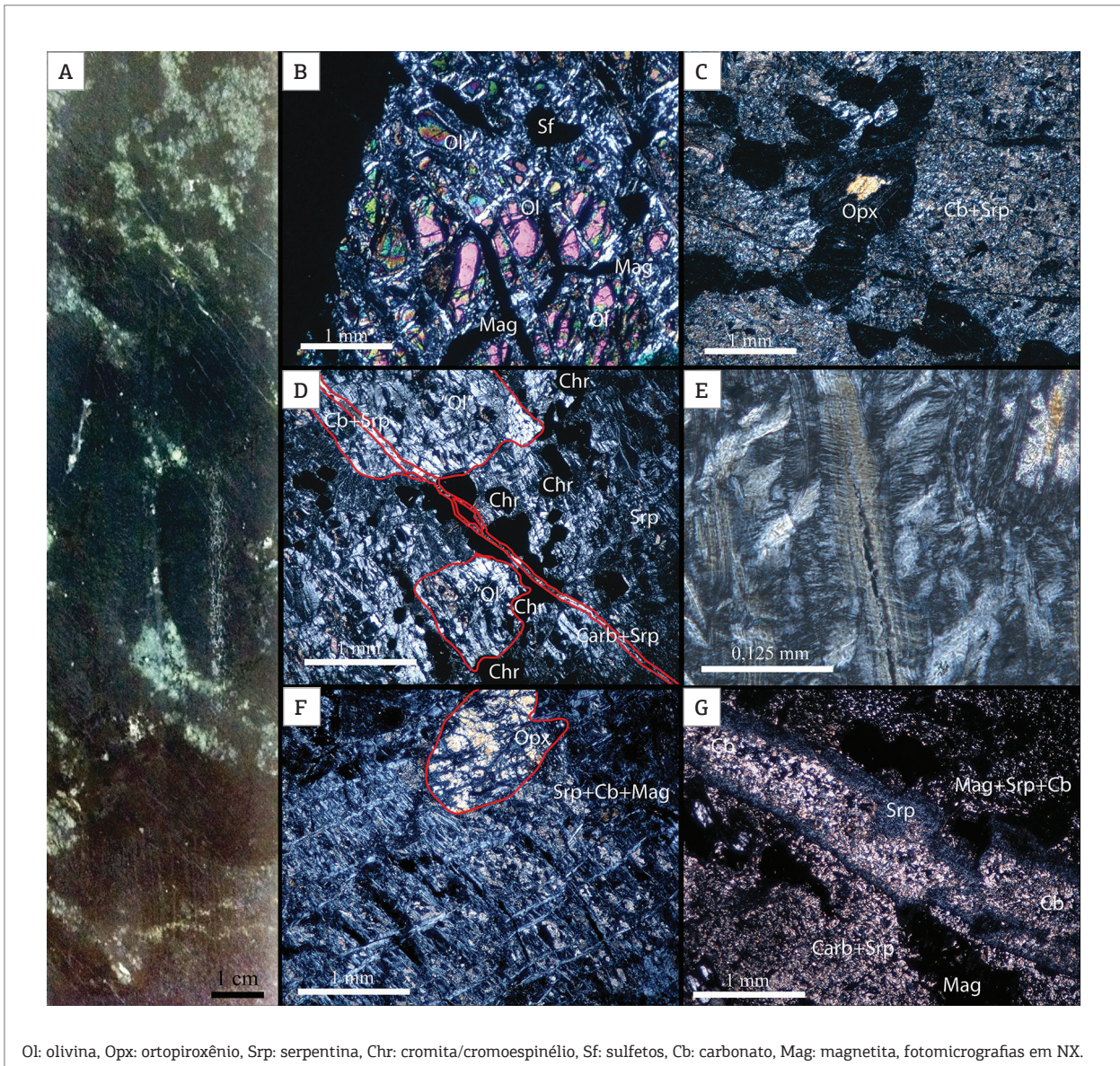


Figura 5. Feições do dunito. (A) Testemunho de sondagem com lentes lherzolíticas representadas por manchas brancas. Magnetita na foliação. (B) Relictos de olivina em meio a serpentina+magnetita. (C) Relicto de ortopiroxênio na matriz de serpentina+dolomita. (D) Pseudomorfos de olivina serpentinizada 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 a serpentina+magnetita em dunito afetado pela zona metassomática.

(Fig. 6D). No lherzolito pode ocorrer anfibólio, pouco abundante, sendo mais frequente na UUS. O anfibólio tem distribuição heterogênea, entretanto é possível reconhecer pelo menos duas gerações, uma associada às texturas magmáticas (Figs. 6C, e, F) e outra aparentemente metamórfica (Figs. 6H, I). Nas porções metassomatizadas ricas em sulfetos ocorre maior abundância de anfibólio, entretanto, nesse caso, em razão da 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. 6J).

Quando afetado por processos metassomáticos/hidrotermais (Fig. 6B), o lherzolito pode estar carbonatado (Fig. 6G), anfibolitizado (Figs. 6B, I) e flogopitizado (Fig. 6J) em variadas proporções, tornando muito complicado distinguir de piroxenitos, embora no lherzolito tenha mais cromoespinélio e menos flogopita (Figs. 6B, J). Olivina e ortopiroxênio não se preservam. Flogopita, quando abundante, ocorre como agregados ou lamelas disseminadas, normalmente sem orientação (Fig. 6J). Tende a circundar e romper grãos de piroxênio. Carbonato ocorre disseminado na serpentina ou em veios de contatos retilíneos que cortam a foliação (Fig. 6G).

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. 6E) e intercúmulus nas porções ricas em olivina (Fig. 6D). 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 (Figs. 6C, e, F), e outra, provavelmente de origem metamórfica, com substituições parciais irregulares (Figs. 6H, 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 Camada de Cromitito Principal, o clinopiroxênio assume forma esquelética/corroída com bordas irregulares transformadas para anfibólio e adquire aspecto argilizado (Figs. 6H, 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. 6C) e cromoespinélio (Fig. 6F); e cristais menores (até 1,5 mm) com textura cumulática (Fig. 6G). O ortopiroxênio ocorre associado ao anfibólio magmático em algumas amostras (Figs. 6C, E). Alguns grãos estão cloritizados ou serpentinizados.

A olivina ocorre principalmente como pseudomorfos serpentinizados (até 2 mm), com textura cumulática

(Fig. 6D). Alguns grãos estão preservados como relictos, frequentemente no interior de piroxênio (Fig. 6C). É incolor, raramente com pleocroísmo verde-amarelo fraco.

O anfibólio ocorre como magmático (Figs. 6C, E, F) e metamórfico, sendo abundante no intervalo com rochas fortemente hidrotermalizadas/metassomatizadas (Figs. 6H, I, J). O anfibólio magmático tem pleocroísmo verde-incolor e forma grãos com até 3,5 mm, muitas vezes com textura poiquilítica. Apresenta intercrescimentos com ortopiroxênio, clinopiroxênio e olivina (Figs. 6E, F), podendo ocorrer incluso em piroxênio (Figs. 6C, F). Pode também estar intercrescido com sulfetos e cromoespinélio ou incluí-los. Exsoluções lamelares ocorrem de forma localizada (Fig. 6C). O anfibólio metamórfico tende a ser de cor verde mais intensa e está principalmente associado a cristais de clinopiroxênio, em margens (Fig. 6H) ou clivagens, muitas vezes o substituindo de forma incompleta, resultando em um cristal corroído com contatos muito irregulares (Fig. 6I). Localmente, a transformação é completa e forma cristais equidimensionais com cerca de 1 mm, com pleocroísmo forte; contatos triplícies 120° são comuns.

O cromoespinélio forma cristais finos disseminados entre os cumulos de olivina e piroxênios (Figs. 6H, I, J) ou como inclusão nos silicatos (Fig. 6F). Formam grãos subédricos-euédricos, com hábito octaédrico abundante. Nas fraturas, é comum transformação para ferricromita/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 serpentinização.

Sulfetos magmáticos, pirrotita \pm pentlandita \pm calcopirita, ocorrem nesse litotipo, em proporção variada, podendo estar disseminados, inclusos em cristais de piroxênio (Figs. 6F, G) ou dispersos na serpentina e no carbonato. Formam concentrações relevantes que serão descritas em separado.

Piroxenito

O piroxenito é um olivina-websterito de coloração cinza (Fig. 7A). Está concentrado próximo ao Cromitito Principal. Pode ser foliado, com textura equigranular média a grossa e com até 35% de serpentinização. Textura ad cumulática também é reconhecível com clinopiroxênio-ortopiroxênio-olivina-cromita-anfibólio (Figs. 7A, C, D, F). Anfibólio magmático ocorre localmente e apresenta bordas interlobadas com clinopiroxênio (Figs. 7C, D, E). Sulfetação magmática ocorre de forma intersticial ou inclusa em silicatos, sendo mais frequente que no lherzolito (Figs. 7C, 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. 7E), mas só constitui fase importante na zona hidrotermal/metassomática. Nessa faixa (Figs. 7B, G, H, I, J), flogopitização pode ser intensa (até 40%) (Fig. 7I). Em algumas amostras, principalmente após o cromitito, granada ocorre associada a anfibólio, cromita e sulfetos (Fig. 7H). Os flogopititos muitas vezes estão deformados, formando *kinkbands*, e sulfetos remobilizados permeiam as clivagens (Fig. 7I).

O clinopiroxênio (até 60% de cristais preservados) é subédrico a anédrico, incolor e possui até 2 mm. Apresenta mais exsoluções lamelares (Fig. 7C) do que no lherzolito (~20% dos grãos) e que variam de 0,005 até 0,25 mm quando coalescidas em uma lamela mais espessa. Alguns cristais possuem maclas, outros apresentam feições de reação e contatos levemente interlobados com ortopiroxênios e anfibólio magmático (Figs. 7C, D, E). Podem ter inclusões de ortopiroxênio, olivina pseudomórfica e cromita.

O ortopiroxênio (até 25 % de cristais preservados) é incolor, subédrico, por vezes pseudomorfizado por serpentina, e raramente apresenta inclusões de ortopiroxênio e olivina. Em geral tem até 1 mm (Fig. 7F), mas pode alcançar 3 mm em algumas situações. Quando maiores, a extinção tende a ondular, e eles 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 eúedricos isolados, disseminados entre piroxênios ou como inclusão nos outros minerais (Figs. 7D, E, F). Raramente apresenta textura em rede. Ocorrem inclusões de sulfetos (pirrotita ± pentlandita) muito pequenos normalmente quando anfibólio está associado.

O anfibólio ocorre de forma semelhante ao lherzolito, entretanto a fase metamórfica é mais abundante (até 30%), gradando para anfíbolito na zona fortemente metassomatizada (Figs. 7B, G, H, J). O anfibólio magmático é facilmente reconhecido por ocorrer como intercúmulus, em textura poiquilítica ou intercrescido com outros silicatos (Figs. 7C, 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. Anfibólio metamórfico substitui clinopiroxênio de forma mais intensa que no lherzolito e forma textura granoblástica. Alguns grãos estão cloritizados, outros são substituídos e circundados por flogopita nos intervalos metassomatizados.

As paragêneses e texturas dos sulfetos são muito semelhantes às encontradas nos sulfetos do lherzolito. Entretanto, os sulfetos são mais abundantes principalmente onde as rochas estão afetadas por processos hidrotermais/metassomáticos (Figs. 7C, D, G, I, J).

Gabronorito

O gabronorito é exclusivo da Zona Máfica. Possui textura equigranular média-fina (Fig. 8A) e fraturamento é comum. Apresenta no máximo 4% de sulfetação e 3% de cromoespinélio. Serpentinização é rara. Ocorrem cumulados de cromita-clinopiroxênio-ortopiroxênio-plagioclásio-sulfetos (Fig. 8B).

O plagioclásio (-40 – 50%) forma cristais cumuláticos (Figs. 8B, C). Pode ocorrer incluso em piroxênios. São subédricos a anédricos e maiores (~2 mm) que piroxênios (Figs. 8B, C). Incluem totalmente cromoespinélios e parcialmente piroxênios. Apresentam macla descontínua “lenticular” (Fig. 8B), 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 (~25%) é subédrico, incolor (até 1,2 mm). Ocorre com textura meso a adcumulática fina-média (Fig. 8B). Pode estar parcialmente incluso em plagioclásio (Fig. 8E) e ter clivagens e fraturas preenchidas por sulfetos. Alguns grãos exibem exsoluções.

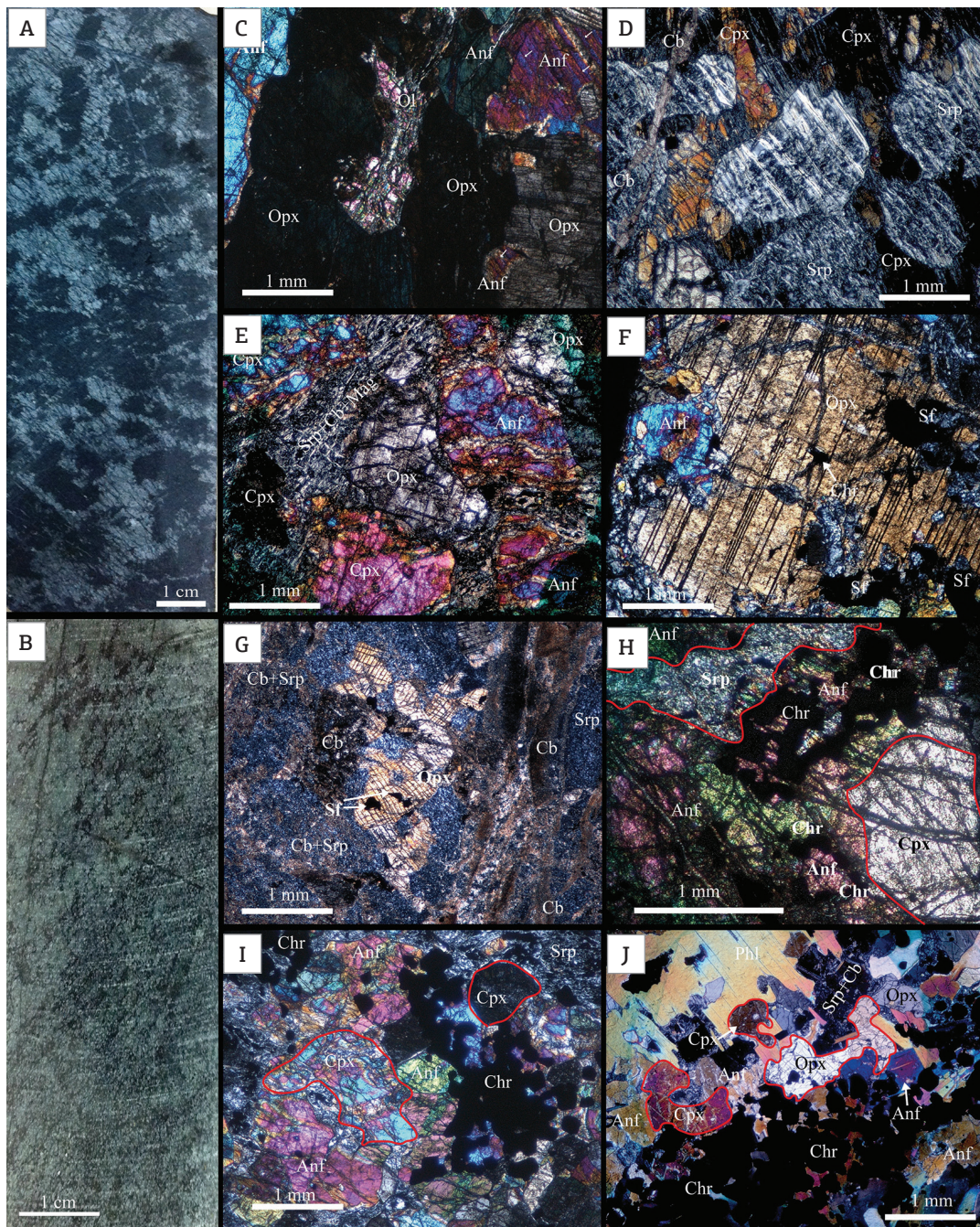
O ortopiroxênio (~15%) é incolor, subédrico, possui no máximo 1 mm e pode estar parcialmente incluso em cristais de plagioclásio. Apresenta poucas inclusões de cromita e sulfetos.

Anfibólio (~5 – 10%) ocorre como fase magmática, com textura cumulática (Fig. 8E) podendo estar intercrescido com piroxênios e plagioclásio. Inclui cromoespinélio e plagioclásio cumulático. Pode estar substituído por flogopita. Não se observam abundantes substituições de clinopiroxênio por anfibólio, comuns na Zona Ultramáfica.

A flogopita (máx. 3%) forma finas lamelas vermelho acastanhado-incolor, disseminadas (Figs. 8B, C) ou condicionada às fraturas, associada com carbonato (Fig. 8E). Raramente substitui piroxênios.

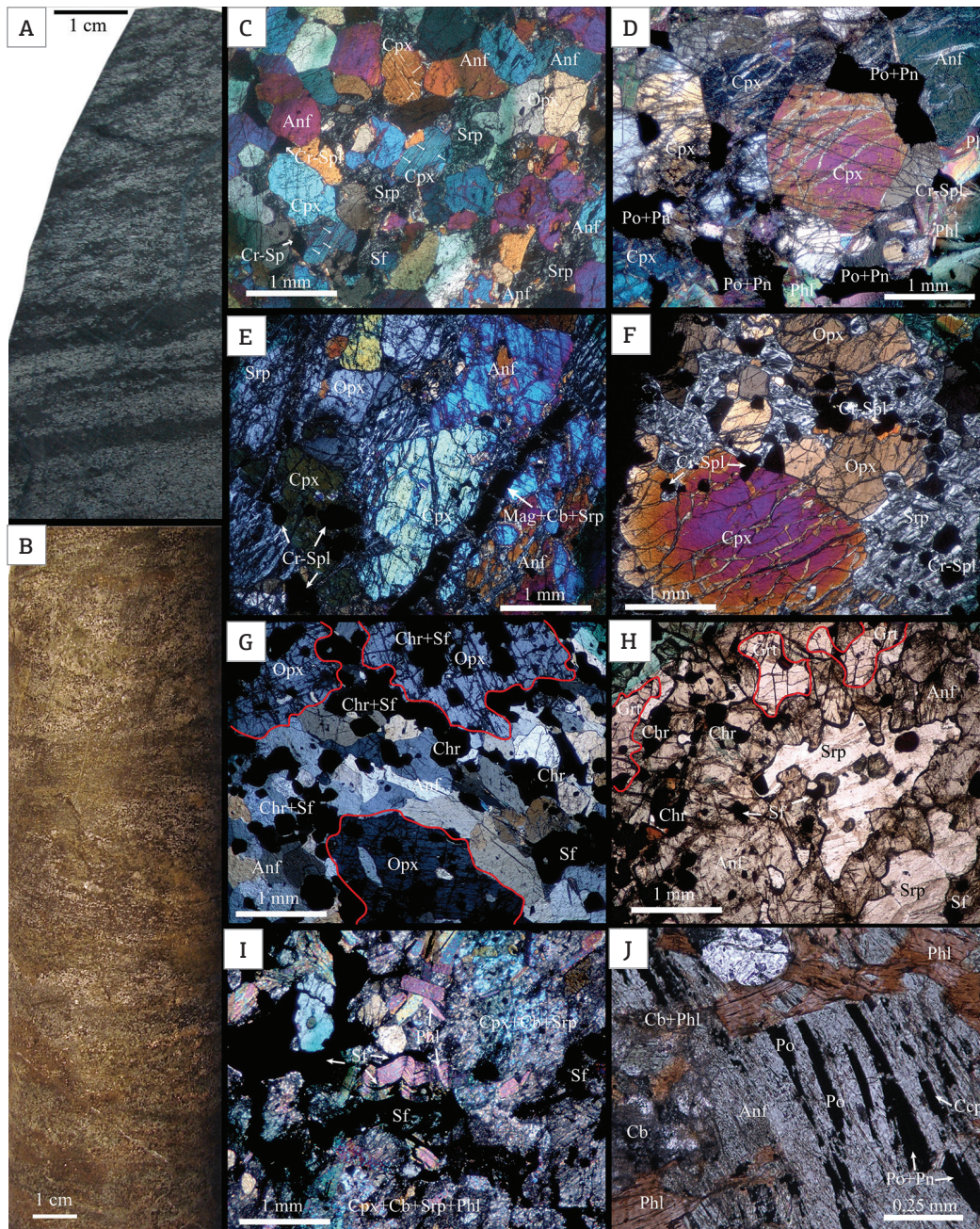
O cromoespinélio forma cristais subédricos a anédricos, disseminados nos interstícios dos silicatos, principalmente nos cumulados com piroxênios (Fig. 8B). Raramente está mais fino, incluso em piroxênios.

Sulfetos ocorrem como finos agregados disseminados entre os silicatos e cromoespinélio (Figs. 8C, 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.



Ol: olivina, Opx: ortopiroxênio, Cpx: clinopiroxênio, Anf: anfíbólio, Chr: cromita/cromoespínélio, Sf: sulfetos, Srp: serpentina, Cb: carbonato, Phl: flogopita. Fotomicrografias em NX.

Figura 6. Feições do lherzolito. (A) Testemunho com porções esbranquiçadas onde ocorrem minerais preservados da serpentinização. (B) Lherzolito anfibolitizado em zona metassomática/hidrotermal. Faixas de cristais escuros são lentes de Cr-espínélio. (C) Olivina inclusa em ortopiroxênio (extinção levemente ondulante) intercrescido com anfíbólio magmático que exibe exsoluções lamelares (indicadas pelas setas). (D) Textura cumulática somente com cristais intercúmulos preservados, interceptados por veio de carbonato. (E) Anfíbólio magmático intercrescido com piroxênios. (F) Ortopiroxênio de aspecto esquelético com inclusão de cromoespínélio e pirrotita ± pentlandita associado a anfíbólio. (G) Lherzolito 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 anfíbólio em substituições parciais irregulares e cromoespínélio de textura em rede. (J) Relictos de piroxênios magmáticos esqueléticos e camada diminuta de cromitita em zona intensamente metassomatizada com flogopita + anfíbólio ± carbonato.



Ol: olivina, Opx: ortopiroxênio, Cpx: clinopiroxênio, Anf: anfibólio, Chr: cromita/cromoespínélio, 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.

Figura 7. Feições petrográficas do piroxenito. (A) Testemunho com textura ígnea preservada. Estratificação ígnea com lentes duniticas (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 ao cromoespínélio e ao anfibólio magmático, cortados por veio de magnetita. (F) Piroxênios cumuláticos associados a cromoespínélio disseminado. (G) Ortopiroxênio 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, clinopiroxênio intensamente argilizado/carbonatado. (J) Anfibólio parcialmente substituído por flogopita com pirrotita ± pentlandita ± calcopirita nas clivagens.

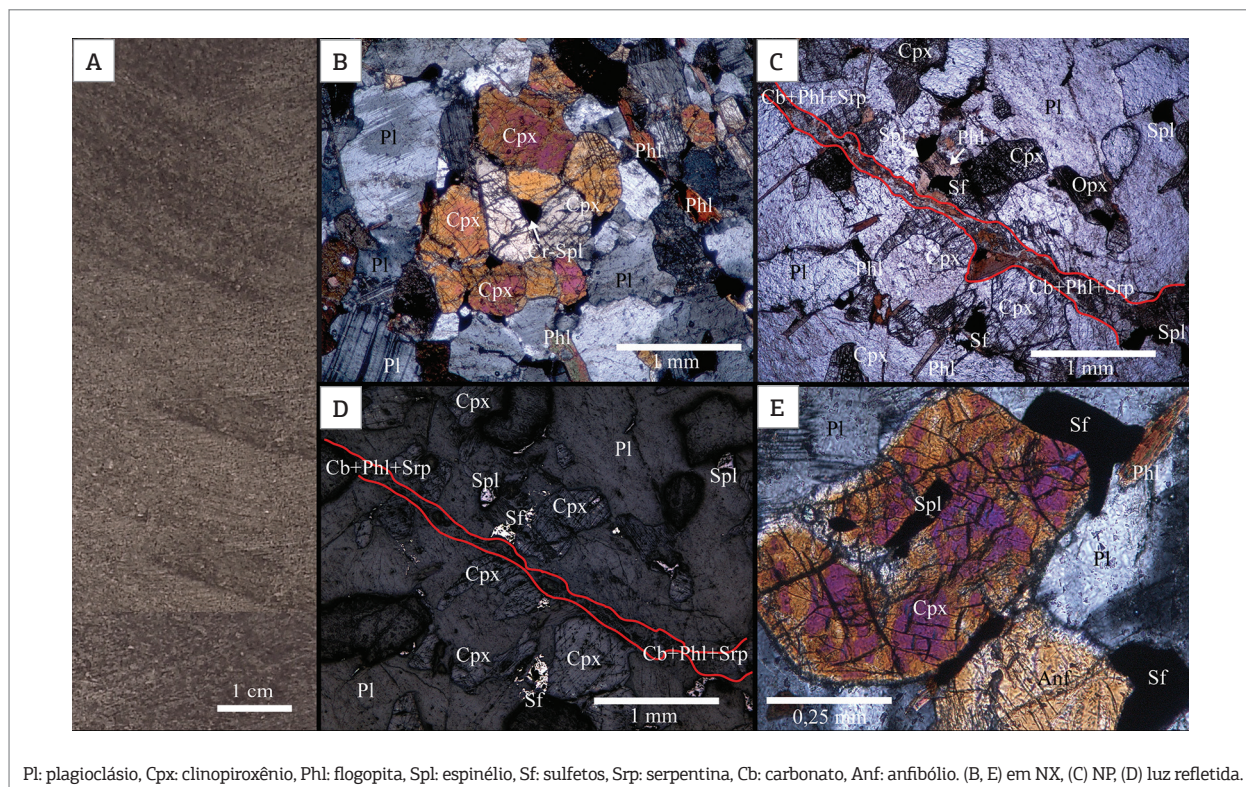


Figura 8. Feições do gabronorito. (A) Amostra com textura equigranular. (B) Cumulado de clinopiroxênio-espinélio. (C) Veio de carbonato ± flogopita ± serpentina. Clinopiroxênio intercúmulus. (D) Pirrotita ± pentlandita e espinélio disseminados. (E) Clinopiroxênio cúmulus com inclusão de espinélio, pirrotita ± pentlandita e flogopita intersticiais e anfíbólio cumulático.

Mineralizações

Mineralização de cromo

A mineralização de cromo é concentrada na Camada de Cromitito Principal (Fig. 4). 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. 6J).

A Camada de Cromitito Principal 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 sulfetos nos interstícios de clinopiroxênio cúmulus-intercúmulus. É escura, equigranular fina, por vezes inequigranular, possui textura cumulática e associa-se com serpentina intersticial comumente (Fig. 9A). Amostras menos maciças podem conter pseudomorfos de piroxênio serpentinizado intercúmulus, flogopita e/ou carbonato intersticiais (Fig. 9B). Ocorre magnetita em veios ou nas fraturas quando na presença de abundante serpentinação. Sulfetos podem ocorrer nos interstícios dos cristais de cromita (Fig. 9F) e como inclusões.

A cromita é euédrica a subuédrica (Figs. 9C, F), possui até 0,5 mm e pode chegar até 90% de proporção modal. Alguns grãos apresentam 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. 9C). Inclusões de sulfetos são menos frequentes (Fig. 9D).

A serpentina ocorre substituindo pseudomorficamente grãos de olivina e piroxênio (Fig. 9E) 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. 9E), mas normalmente forma uma massa de cristais muito finos disseminados.

Os sulfetos são essencialmente pirrotita. Ocorrem contornando, por vezes englobando, cristais de cromita (Fig. 9F) e raramente formam inclusões finas, por vezes alongadas (Fig. 9C).

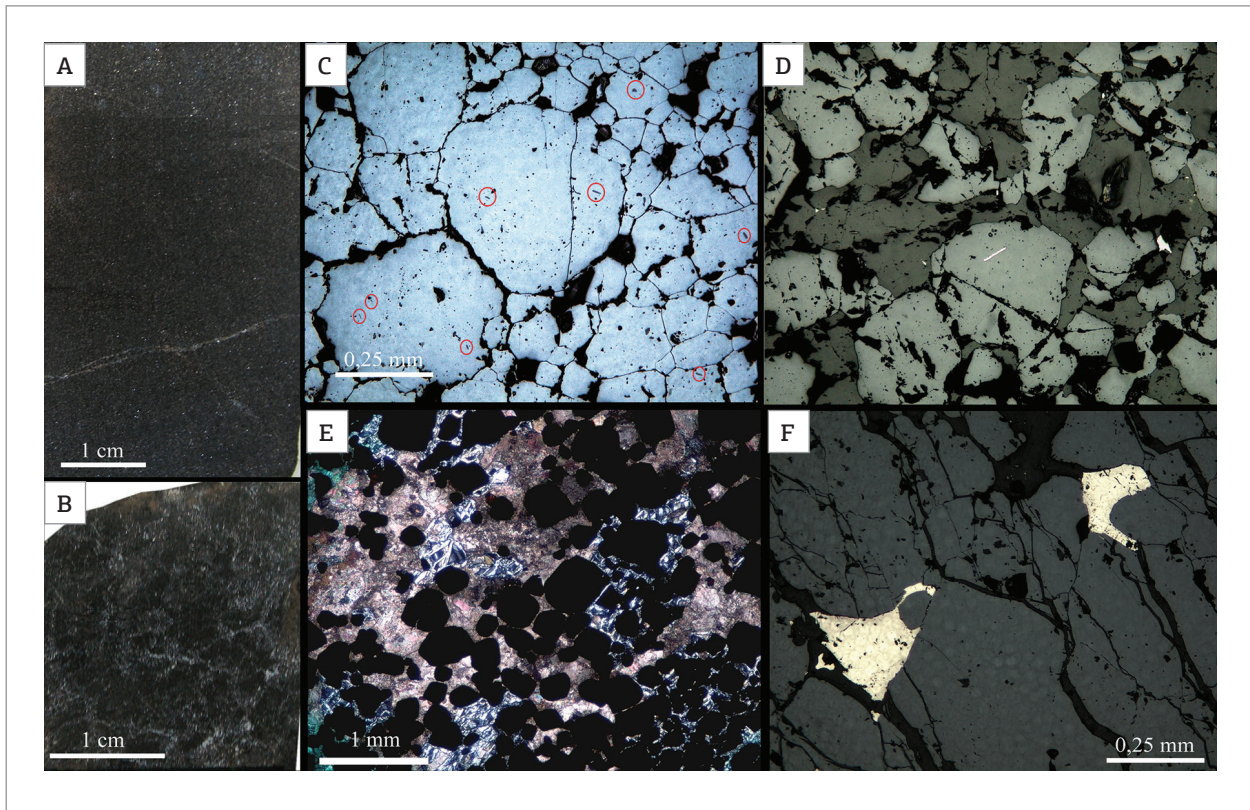


Figura 9. Feições do cromitito. (A) Cromitito maciço com serpentina intersticial, cortado por veio de carbonato + serpentina. (B) Cromitito com carbonato intersticial. (C) Cromitito inequigranular com inclusões de clinopiroxênio em cromita indicadas pelas elipses vermelhas. (D) Pirrotita inclusa em cromita. (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. 4). Cerca de 12 – 20 m abaixo e 6 – 18 m acima da Camada de Cromitito Principal ocorrem intervalos com importante sulfetação, em que o tamanho e a proporção dos agregados de sulfetos variam conforme a seção e o testemunho estudado. Esse intervalo tende a estar mais afetado por processos hidrotermais e metassomáticos. A mineralização está associada principalmente às rochas piroxeníticas e ocorre de duas formas: (i) a primeira possui textura magmática e é caracterizada por sulfetos finos a grossos disseminados nos interstícios dos silicatos ou inclusos nestes; (ii) a segunda é definida pela ocorrência de lentes de sulfetos, com característica de remobilizações, associados a veios e a zonas ricas em carbonato, flogopita e anfibólio. Por vezes, o minério remobilizado ocorre associado e muito próximo ao magmático e, texturalmente, é difícil a sua individualização, 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 serpentinização.

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. 10A). É formada essencialmente por pirrotita ± pentlandita ± calcopirita disseminadas entre os silicatos (Figs. 10B) ou ainda inclusas em cristais de olivina, piroxênios e cromoespinélio (Figs. 10D, E). Quando intersticial, formam agregados e acompanham as bordas dos minerais, têm forma côncava e podem os incluir total ou parcialmente (Fig. 10B, D). Quando inclusos em cromoespinélios, normalmente são pequenos (até 0,08 mm), têm forma arredondada e podem conter duas ou mais fases (Figs. 10D, 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

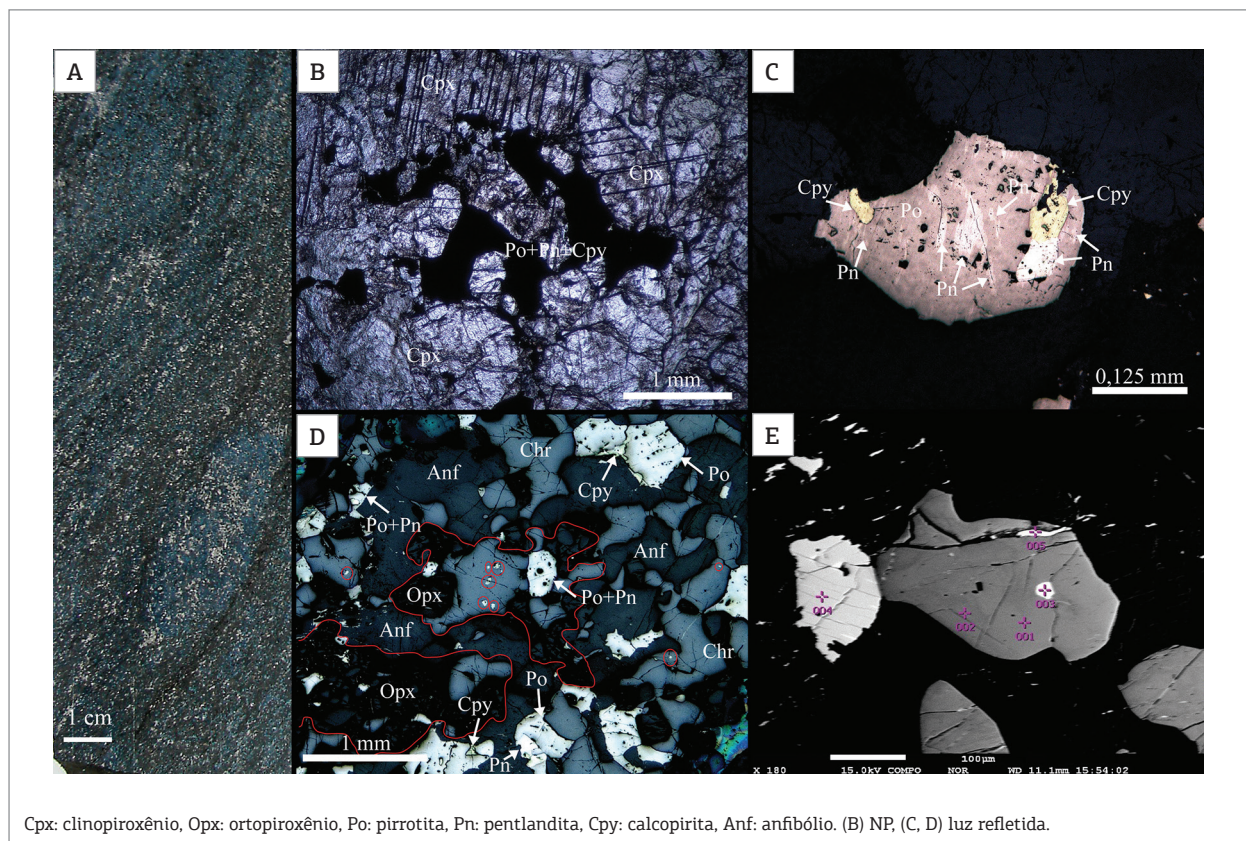


Figura 10. Feições da mineralização sulfetada magmática. (A) Testemunho de sondagem de piroxenito anfibolitizado com forte sulfetação disseminada. (B) Sulfetos nos interstícios de clinopiroxênio cúmulus-intercúmulus. (C) Típica ocorrência dos sulfetos, intercrescimentos de pirrotita + calcopirita + pentlandita 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.

sulfetos-anfibólio e sulfetos-cromita (Fig.10D). Muito raramente ocorrem também sulfetos intersticiais e inclusos em cromita na Camada de Cromitito Principal. A Fig. 11 mostra análises MEV-EDS dos sulfetos e de cristais de cromoespinélio disseminados no intervalo fortemente sulfetado.

A pirrotita constitui cerca de 80 a 85% dos sulfetos e forma bolsões de até 4 mm com pentlandita ou pentlandita e calcopirita (Fig. 10B, C, D). Exsoluções do tipo *flame* de pentlandita são comuns em pirrotita. Quando associada com calcopirita, esta última geralmente ocorre como cristais isolados com bordas arredondadas (Fig. 10C).

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. 10C). 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 (Figs. 10C, 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. 12A). A relação sulfetos/silicatos é maior nessa forma de ocorrência, embora aconteça 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. 12B). Na mineralização remobilizada, calcopirita é levemente mais abundante do que na magmática (Figs. 12B, E) e pentlandita ocorre como intercrescimentos com pirrotita (Fig. 12D), com exsoluções sendo mais raras. A pentlandita apresenta uma distribuição mais errática nessa forma de ocorrência, ora

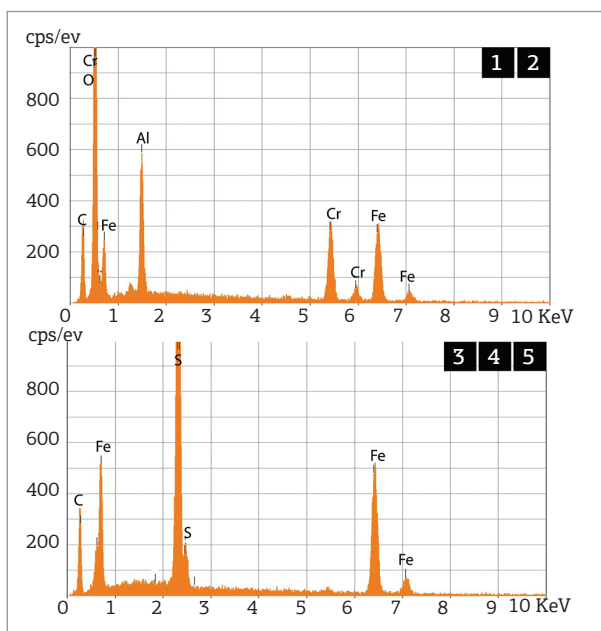


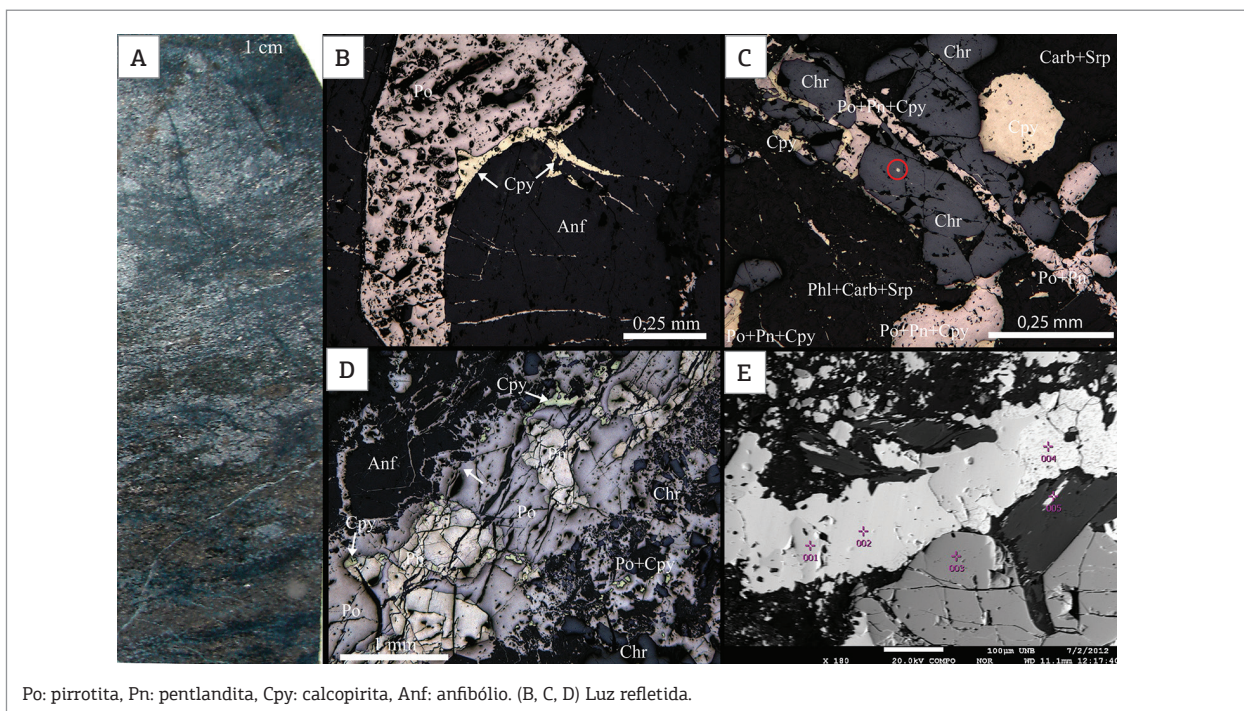
Figura 11. Análises EDS da Fig. 10E. (1, 2) Composição do cristal de cromita. (3, 4, 5) Composição das inclusões de pirrotita. Análises estão agrupadas porque os espectros se sobrepõem.

sendo predominante, 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. Análises MEV-EDS representativas dos sulfetos remobilizados estão plotadas na Fig. 13.

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 (Figs. 12B, 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 espinelhos próximos (Fig. 12D). Raramente pode ocorrer como inclusões na calcopirita.

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. 12E). Ocorre como cristais anédricos a subédricos (até 1,2 mm),



Po: pirrotita, Pn: pentlandita, Cpy: calcopirita, Anf: anfibólio. (B, C, D) Luz refletida.

Figura 12. 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 cromoespinelho e anfibólio. (E) Imagem de elétrons retroespalhados de sulfetos em veio, com abundante calcopirita, interceptando silicatos e espinelho. O Ponto 5 é calcopirita dentro de clivagem de flogopita. Pontos onde foram realizadas análises EDS são indicados.

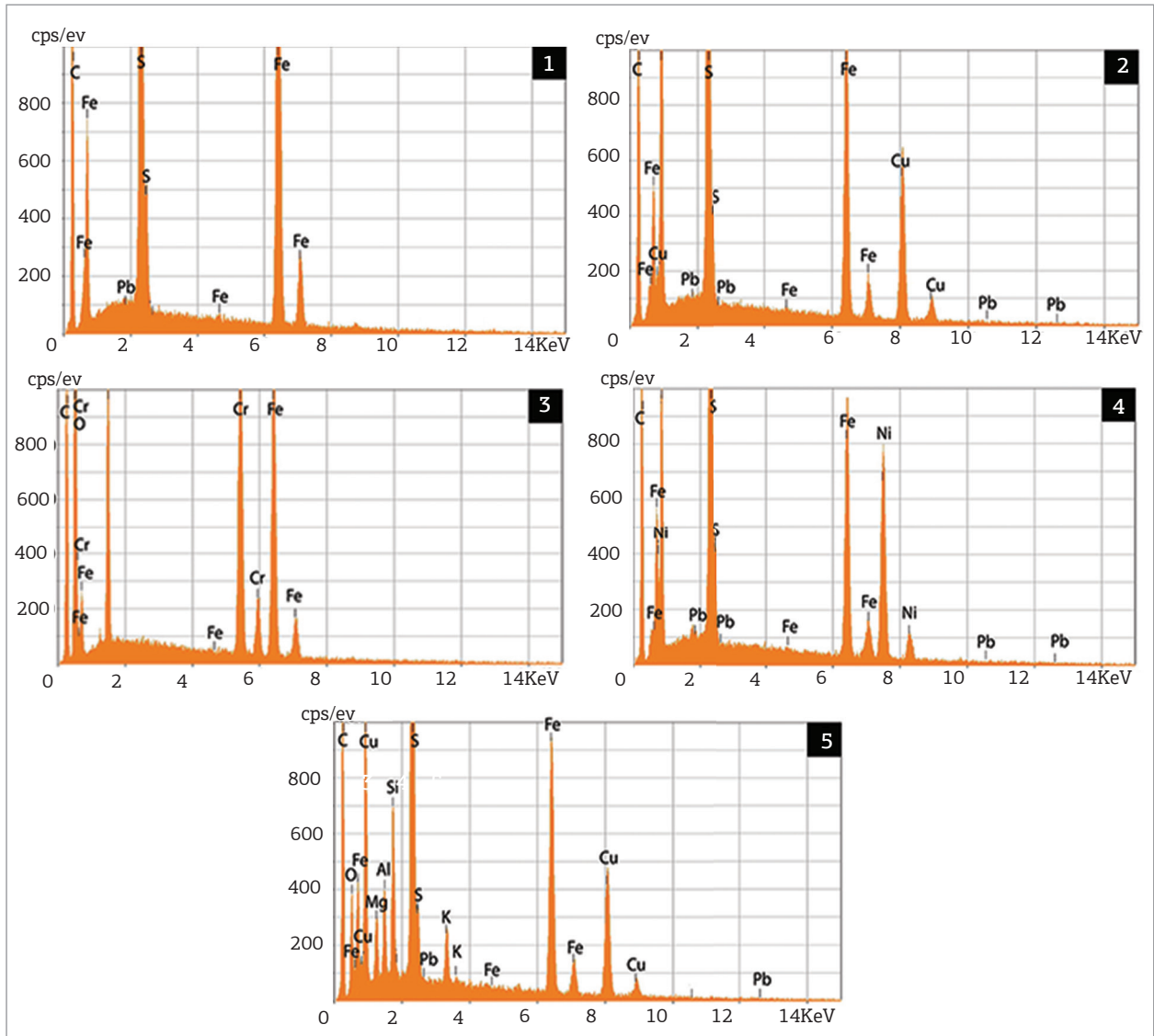


Figura 13. Análises EDS da Fig. 12E. (1) Pirrotita. (2) Calcopirita. (3) Cromoespínélio. (4) Pentlandita. (5) Calcopirita. Os elementos K, Si, Mg, Fe, Al provavelmente devem-se à interferência da flogopita hospedeira da calcopirita em (5).

intercrescidos com pirrotita e pentlandita, nas clivagens de flogopita e anfíbólio, como fase única ou associada a outros sulfetos (Fig. 12). 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, anfíbolitos 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 *et al.* 1982, Marques & Ferreira Filho 2003, Marques *et al.* 2003, Oliveira *et al.* 2004, Oliveira Júnior & Silva 2002). No entanto, relevantes diferenças podem ser apontadas, não apenas pela presença de sulfetação, mas também por apresentar 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_{89} em olivina e En_{89} em ortopiroxênio (Dias 2012). Diversas texturas e o aspecto geral das rochas, 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 Camada de Cromitito Principal; (3) sulfeto disseminado e intersticial em grande proporção ao longo do corpo, particularmente nas proximidades da Camada de Cromitito Principal; (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 e Ferreira Filho (2003) e Marques *et al.* (2003). A Camada de Cromitito Principal 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, apresentam 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. De forma especulativa, pode-se sugerir uma provável diferença no embasamento entre as duas regiões. Estudos com mais detalhes direcionados ao embasamento e à petrologia mais refinada nos corpos ultramáficos situados ao norte poderão esclarecer este cenário.

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 melhor reconstrução dos processos magmáticos/hidrotermais, bem como estudos que permitam entender melhor o metamorfismo e o 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 serpentinizado como intercúmulus. A presença de anfibólito magmático como uma fase abundante nas proximidades da Camada de Cromitito Principal pode ser destacada como uma feição relevante nos dois corpos. No *sill* Ipueira-Medrado, esse intervalo foi considerado por Marques *et al.* (2003), com base em dados isotópicos de Nd e Os, como originado a partir de magma afetado por contaminação crustal.

A camada de cromitito ocorre em nível estratigráfico similar e marca em ambos os segmentos a transição entre a Unidade Ultramáfica Inferior e a Unidade Ultramáfica Superior.

Conforme o que foi apontado por Marques e 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 que 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, 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, com o aumento significativo de

anfíbólio 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. Nesse 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 e Roland (1992) no Complexo Bushveld, onde sulfetos que ocorrem acima da *Main Magnetite Layer* tiveram sua mineralogia e composição originais afetadas por processos hidrotermais. Essa remobilização possivelmente ocorreu durante o metamorfismo/metassomatismo que afeta todo o corpo, mas que atua de forma mais penetrativa no intervalo próximo ao cromitito principal, possivelmente por este já ter na sua origem paragéneses 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, por meio 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. Sugere-se estudo 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 Zona Ultramáfica, subdividida em Unidade Ultramáfica Inferior, Camada de Cromitito Principal e Unidade Ultramáfica Superior, e Zona Máfica. Essa subdivisão é a mesma estabelecida por Marques e 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 Camada de Cromitito Principal 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 *et al.* 1982, Marques & Ferreira Filho 2003, Oliveira *et al.* 2004).

Na transição entre a Unidade Ultramáfica Inferior e a Unidade Ultramáfica Superior existe uma importante zona hidrotermalizada/metassomatizada com aumento substancial de flogopita, carbonato, anfíbólio e serpentina. Esse 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 anfíbólio 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 anfíbólio metamórfico nas rochas já mais fortemente transformadas. As duas mineralizações ocorrem associadas e nos mesmos intervalos. Em algumas situações, observa-se 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, assim como a 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 e 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 penetrativa justamente o intervalo que originalmente era hidratado em razão de 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, o qual agradece ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo apoio por meio 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 e André L. D. Santos e a todo o corpo técnico da Fazenda Ipueira por todo o apoio logístico e técnico fornecido, pelo oferecimento de estágio para alunos de graduação e pela disponibilização de amostras de testemunhos de sondagem. Agradecemos também ao 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, Milena C. Carniel e Diana Marcela Barrera pelo apoio prestado aos técnicos Marcelo K. Campos e Juliano R. Krumel pelas excelentes lâminas petrográficas. Os autores agradecem aos comentários muito oportunos dos revisores do BJG, Profs. Haroldo Sá e Elson P. Oliveira, que muito contribuíram para este manuscrito.

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):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):3-6.
- Conceição H. 1993. Petrology of the syenites from the Salvador-Curaçá mobile-belt (Bahia-Brazil): Geodynamical significance. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **65**:17-32.
- Deus P.B., Viana J.S., Duarte P.M., Queiróz J.A. 1982. Distrito cromífero de Campo Formoso. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, *Roteiro de Excursões*, v. 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, Rio Grande do Sul, 98 p.
- Dirk M.W.H. & Roland K.W.M. 1992. Sulfide mineralogy at the main magnetite layer, upper zone, eastern Bushveld Complex, and the effect of hydrothermal processes on pentlandite composition. *European Journal of Mineralogy*, **4**:557-569.
- Eckstrand O.R. & 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, v. 5, p. 205-222.
- Marques J.C., Ferreira Filho C.F. 2003. The Chromite Deposit of the Ipueira-Medrado Sill, Bahia, Brazil. *Economic Geology*, **98**: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*, **44**(4):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):227-240.
- Oliveira E.P., Tarney J. 1995. Genesis of the Precambrian copper rich hypersthene-norite Caraiba complex, Brazil. *Mineralium Deposita*, **30**: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.
- Oliveira Júnior T.R., Silva M.G. 2002. Corpos máfico-ultramáficos estratificados, mineralizados a cromita, do Vale do Rio Jacurici, Bahia: petrologia, ambiência geodinâmica e discussões sobre a gênese. *Anais do XLI Cong. Bras. Geologia - A Geologia e o Homem*, João Pessoa.
- 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):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**:731-736.