



Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Centro de Tecnologia e Ciências

Faculdade de Geologia

Otto Rangel da Silva Vaz

Condicionantes metalogenéticas para Ni-Cu em sulfetos do corpo máfico-ultramáfico do Córrego do Oliveira, Região Serrana do RJ

Rio de Janeiro

2018

Otto Rangel da Silva Vaz

Condicionantes metalogenéticas para Ni-Cu em sulfetos do corpo máfico-ultramáfico do Córrego do Oliveira, Região Serrana do RJ

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Tectônica, Petrologia e Recursos Minerais.

Orientador: Prof^o Dr. Miguel Antônio Tupinambá Araújo Souza

Co-Orientador: Prof^o Dr. Luiz Carlos Bertolino

Rio de Janeiro

2018

CATALOGAÇÃO NA FONTE
UERJ / REDE SIRIUS / BIBLIOTECA CTC/C

V393 Vaz, Otto Rangel da Silva.
Condicionantes metalogenéticos para Ni-Cu em sulfetos do
corpo m^a heq/vntco áhico do Córrego do Oliveira, Região
Serrana do RJ / Otto Rangel da Silva Vaz. – 2018.
143 f. : il.

Orientador: Miguel Antônio Tupinambá Araújo Souza
Coorientador: Luiz Carlos Bertolino.
Dissertação (Mestrado) - Universidade do Estado do Rio de
Janeiro, Faculdade de Geologia.

1. Petrologia – Oliveira, Córrego do (Rio de Janeiro, RJ) –
Teses. 2. Geoquímica mineral – Oliveira, Córrego do (Região
Serrana, RJ) – Teses. 3. Córrego do Oliveira (RJ) – Teses. 4.
Ribeira, Faixa (RJ) – Teses. I. Souza, Miguel Antônio
Tupinambá Araújo. II. Bertolino, Luiz Carlos. III.
Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Faculdade de
Geologia. IV. Título.

CDU 552(815.3)

Bibliotecária responsável: Fernanda Lobo / CRB-7:5265

Autorizo, apenas para fins acadêmicos e científicos, a reprodução total ou parcial desta
dissertação, desde que citada a fonte.

Assinatura

Data

Otto Rangel da Silva Vaz

Condicionantes metalogenéticos para Ni-Cu em sulfetos do corpo máfico-ultramáfico do Córrego do Oliveira, Região Serrana do RJ

Dissertação apresentada, como requisito para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Tectônica, Petrologia e Recursos Minerais.

Aprovado em 21 de fevereiro de 2018

Banca examinadora:

Prof^o Dr. Miguel Antônio Tupinambá Araújo Souza (Orientador)
Faculdade de Geologia – UERJ

Prof^o Dr. Luiz Carlos Bertolino (Coorientador)
Faculdade de Formação de Professores – UERJ

Prof^o Dr. César Fonseca Ferreira Filho
Universidade de Brasília

Prof^o Dr. Julio Cezar Mendes
Universidade Federal do Rio de Janeiro

Rio de Janeiro

2018

DEDICATÓRIA

Dedico este trabalho à Julia, Jane, Ricardo e Natasha

AGRADECIMENTOS

À minha família que me mantém com os sonhos nas estrelas e os pés no chão: Esposa, Mãe, Pai, Natasha, Tias e Tios, Primas e Primos, Sogra e Cunhado. Seu incondicional apoio foi e continua sendo o combustível que me permite abraçar as oportunidades que se abrem no meu caminho.

À minha companheira diária, Julia, obrigado por me alinhar em cada momento de dificuldade (e quantas!) ao longo desse trabalho. Você trouxe calma quando tudo era furacão. Obrigado pelo companheirismo e por seu amor.

À meus pais, que são minha maior influência de vida: amor, dedicação, sabedoria e perseverança. Por serem a minha terra firme. Sua luta me inspira e me motiva a querer ser sempre o melhor que posso ser. Essa conquista também é de vocês!

À minha irmã Natasha, obrigado pela união e por seus ensinamentos. Acho que você não sabe, mas suas vitórias me inspiram demais. Espero que esta conquista também sirva para inspirá-la a continuar crescendo cada vez mais. Vamos juntos!

Às minhas avós Maria e Wanda, e aos meus avós Emy e Ary, por me iluminarem do céu todos os dias. Sigo minha caminhada aqui nessa vida buscando dar continuidade ao seu legado.

Aos amigos que estão ao meu lado e aos que já estiveram, obrigado pelo que me ensinam. Aos companheiros geológicos e uisqueiros do BDPKS e demais companheiros pela força e pela alegria compartilhada. Para este trabalho, um agradecimento especial à Felipe Waldherr e Matheus Braz pela parceria nos campos.

Ao meu caro orientador Professor Miguel Tupinambá, que, ao longo desses dois anos, compartilhou um pouco da sua paixão pela geologia, pela ciência. Além de tudo, obrigado por ser uma grande inspiração, pela paciência e pelas oportunidades. Obrigado!

Ao meu co-orientador Professor Luiz Bertolino e equipe, pela oportunidade de trabalhar nos laboratórios de excelência do CETEM, pedra fundamental para este trabalho.

Ao Professor Julio Mendes e equipe do LABSONDA (UFRJ), e ao Professor Roberto Ventura e equipe do Laboratório de Geocronologia (UnB) pela atenção e colaboração para a realização deste trabalho.

À querida equipe do Laboratório Geológico de Preparação de Amostras (UERJ), Gabriela, Núbia, Luiz, Thiago e Marcos pela atenção e auxílio na preparação das amostras. À professora Luzia por ceder o laboratório para separação por líquido denso.

Aos professores das disciplinas que realizei nesse período. Obrigado por seus ensinamentos e discussões que contribuíram ao meu crescimento geológico nesses dois anos.

Por fim, agradeço à força inexplicável que impulsiona nossas vidas nesse constante fluxo. Obrigado e Let's Go!

RESUMO

VAZ, Otto Rangel da Silva. *Condicionantes metalogenéticos para Ni-Cu em sulfetos do corpo máfico-ultramáfico do Córrego do Oliveira, Região Serrana do RJ*. 2018. 143 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2018.

O corpo máfico-ultramáfico do Corrego do Oliveira, localizado entre os municípios de Duas Barras e Sumidouro (RJ), é um sill máfico-ultramáfico encaixado nos ortognaisses do Complexo Rio Negro próximo ao contato com quartzitos e rochas calcissiláticas da Sequência Metassedimentar Andrelândia. A ocorrência de sulfetos disseminados nas rochas do corpo e a configuração geológica local abrem a possibilidade metalogenética para sistema de sulfetos de Ni-Cu-(PGE), seguindo modelos da literatura. O presente trabalho visa caracterizar o corpo máfico-ultramáfico e suas mineralizações através de mapeamento geológico, estudos geoquímicos, petrográficos e de química mineral. Segundo o estilo estrutural, o corpo é composto por rochas da Fácies Orientada e Fácies Isotrópica. Esta última preserva parte do registro ígneo parcialmente superposto pelas texturas e paragêneses metamórficas. Anomalias negativas de Nb e Ti, e anomalia positiva de Pb, em conjunto com os padrões de elementos terras-raras indicam correlação genética com as rochas do Complexo Rio Negro. O alto conteúdo de MgO (11.3–15.4 %) e as razões Mg/Fe em enstatita (60–75) indicam composições moderadamente primitivas com relativo alto grau de fusão na fonte, que está relacionado a alta disponibilidade de Ni e outros metais calcófilos no magma. Estudos petrográficos e análises de química mineral confirmaram a presença de calcopirita e pentlandita como zonas e flamas de exsolução em pirrotita. Composições isotópicas $\delta^{34}\text{S}$ enriquecidas (+4.50 / +6.21) e conteúdos anormalmente altos de SiO_2 (50.8–52.3 %) sugerem assimilação de rochas crustais, adicionando sílica e/ou enxofre no sistema, o que pode ter condicionado a saturação de enxofre no magma e, conseqüentemente, a formação do líquido de sulfeto. A presença de sulfetos como inclusões em minerais máficos, a existência de fases exsolvidas de Ni e Cu e os valores das razões Cu/Zr das rochas associadas que não contêm sulfetos, sugerem que a segregação do líquido de sulfeto ocorreu em momento anterior ou concomitante à cristalização dos minerais silicáticos. As evidências confirmam a existência de sulfetos ricos em Ni e Cu configurando o sistema metalogenético e sugerindo potencial para este tipo de depósito. Não foram encontradas evidências da presença de PGE. Novos estudos a respeito da idade de cristalização e da distribuição de zonas máficas e ultramáficas no corpo do Córrego do Oliveira estão em andamento para melhor compreensão do sistema metalogenético e para determinação de possíveis zonas de acumulação de sulfetos. A possibilidade de se gerar prospectos deste elementos em contexto geológico similar são interessante oportunidade para a pesquisa mineral e economia do Estado do Rio de Janeiro, tanto quanto para a economia nacional.

Palavras-chave: Sulfetos de Ni-Cu. Sistema metalogenético. Corpo Córrego do Oliveira.

ABSTRACT

VAZ, Otto Rangel da Silva. *Metallogenic conditionings for Ni-Cu sulfides in Corrego do Oliveira mafic-ultramafic body, Rio de Janeiro Highlands*. 2018. 143 p. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2018.

The Corrego do Oliveira body, located between Duas Barras and Sumidouro (RJ), is a mafic-ultramafic sill intruded in the Rio Negro Complex orthogneisses near to the contact with quartzites and calc-silicate rocks of the Andrelandia Metasedimentary Sequence. The presence of disseminated sulfides and the local geological setting suggests the possibility of a metallogenic system characterized by Ni-Cu-(PGE) sulfides. Geological mapping together with geochemical, petrographic and mineral chemistry studies have been undertaken in order to characterize the mafic-ultramafic body and its mineralization. According to the structural style, the body is composed of rocks of two facies: the Oriented Facies and the Isotropic Facies. The latter preserves part of the igneous record partially superimposed by metamorphic paragenesis and textures. The negatives anomalies of Nb and Ti and the positive anomaly of Pb, together with the rare earth elements patterns indicate a genetic correlation with the Rio Negro Complex rocks. The high Mg content (11.3–15.4 %) and the Mg/Fe ratios in orthopyroxene (60–75) indicate moderately primitive compositions with relatively high degree of melting in the source, which is related to the high availability of Ni and other chalcophile metals. Petrographic studies together with mineral chemistry analysis confirmed the presence of chalcopyrite and pentlandite as zones and exsolutions flames within the pyrrhotite. The enriched $\delta^{34}\text{S}$ isotopic composition (+4.50 / +6.21) and the anomalous high contents of SiO₂ (50.8–52.3 %) suggest assimilation of crustal rocks adding silica and/or sulfur to the system, which may have conditioned sulfur saturation and, consequently, the formation of the sulfide liquid. The presence of sulfides as inclusions in mafic minerals, the existence of exsolved phases of Ni and Cu and the Cu/Zr ratio of the associated barren-sulfide rocks suggest that the segregation of the sulfide liquid occurred before, or simultaneously with, the crystallization of the silicates. The evidences confirm the existence of Ni- and Cu-rich sulfides setting the metallogenic system and suggesting a potential for this type of deposit. No evidence of the presence of PGE were found. Further studies regarding the crystallization age and the distribution of the mafic and ultramafic zones in the Corrego do Oliveira body are in progress for a better understanding of the metallogenic system and for the determination of possible accumulation zones of sulfides. The possibility of this kind of prospects in similar geological contexts is an interesting opportunity for the mineral research and the economy of the Rio de Janeiro State, as much as for the national economy.

Keywords: Ni-Cu sulfides. Metallogenic system. Corrego do Oliveira body.

LISTA DE FIGURAS

| | | |
|-------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Figura 1 – | Mapa de localização da área de estudo..... | 16 |
| Figura 2 – | Fluxograma das etapas metodológicas empregadas no trabalho..... | 17 |
| Figura 3 – | Compartimentação tectônica do Sudeste do Brasil..... | 26 |
| Figura 4 – | Seção estrutural da Faixa Ribeira..... | 27 |
| Figura 5 – | Sistema ternário FeO-FeS-SiO ₂ a 1200°C..... | 32 |
| Figura 6 – | Ilustração de sistemas magmáticos com fator-R alto e baixo..... | 33 |
| Figura 7 – | Tipos de texturas cumuláticas mais comuns..... | 36 |
| Figura 8 – | Outros tipos de texturas cumuláticas..... | 37 |
| Figura 9 – | Composições isotópicas de S para importantes reservatórios geológicos... | 39 |
| Figura 10 – | Variação secular $\delta^{34}\text{S}$ para sulfetos e sulfatos marinhos..... | 40 |
| Figura 11 – | Spidergram multielementar normalizado para manto primitivo para crosta continental, MORB e OIB..... | 42 |
| Figura 12 – | Diagrama La/Sm vs SiO ₂ para rochas de Noril'sk (Russia)..... | 43 |
| Figura 13 – | Diagramas Ni vs MgO..... | 44 |
| Figura 14 – | Razões Cu/Zr para as rochas de Noril'sk (Russia)..... | 45 |
| Figura 15 – | Mapa geológico do entorno do Corpo do Córrego do Oliveira..... | 47 |
| Figura 16 – | Afloramento do Complexo Rio Negro no ponto DB-VAZ-43..... | 48 |
| Figura 17 – | Fotomicrografias de lâmina petrográfica do Complexo Rio Negro..... | 48 |
| Figura 18 – | Afloramento de paragneisse da Unidade Arcádia-Areal em corte de estrada no ponto DB-TUP-126..... | 49 |
| Figura 19 – | Fotomicrografias de lâmina do paragneisse da Unidade Arcádia-Areal..... | 50 |
| Figura 20 – | Afloramento DB-VAZ-29 de quartzitos e calcissilicáticas da UAA..... | 51 |
| Figura 21 – | Fotomicrografias de quartzito micáceo da Unidade Arcádia-Areal..... | 52 |
| Figura 22 – | Fotomicrografias da rocha calcissilicática da Unidade Arcádia-Areal..... | 53 |
| Figura 23 – | Fotomicrografias dos sulfetos da rocha calcissilicática da UAA..... | 53 |
| Figura 24 – | Blocos de diabásio alinhados em crista no ponto VAZ-REG-03..... | 54 |
| Figura 25 – | Mapa geotectônico da Faixa Ribeira e recortes dos perfis geológicos..... | 56 |
| Figura 26 – | Evolução tectônica da colisão arco de Luzon com o continente eurasiático na ilha de Taiwan..... | 57 |
| Figura 27 – | Afloramento da Fácies Isotrópica do CCO no ponto DB-TUP-135..... | 60 |

| | |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Figura 28 – Afloramento da Fácies Orientada no ponto DB-TUP-135..... | 60 |
| Figura 29 – Bloco de rocha ultramáfica isotrópica no ponto DB-VAZ-56..... | 61 |
| Figura 30 – Amostra de mão de rocha da Fácies Isotrópica..... | 62 |
| Figura 31 – Fotomicrografia da lâmina DB-TUP-135 exibindo ortopiroxênio envolvido por sulfetos intersticiais..... | 63 |
| Figura 32 – Fotomicrografia VZ-74 de augita com zoneamento oscilatório..... | 63 |
| Figura 33 – Fotomicrografia de textura cumulática e sulfetos intersticiais..... | 64 |
| Figura 34 – Afloramento das rochas da Fácies Orientada no ponto DB-VAZ-03..... | 65 |
| Figura 35 – Amostra de mão de rocha da Fácies Orientada..... | 65 |
| Figura 36 – Fotomicrografia da lâmina VZ-09 da Fácies Orientada..... | 66 |
| Figura 37 – Fotomicrografia da lâmina VZ-09 da Fácies Orientada (2)..... | 67 |
| Figura 38 – Fotomicrografia da lâmina VZ-09 da Fácies Orientada (3)..... | 68 |
| Figura 39 – Fotomicrografia da Fácies Orientada mostrando foliação bem marcada.... | 69 |
| Figura 40 – Estereograma das foliações do gnaiss do Complexo Rio Negro..... | 70 |
| Figura 41 – Estereograma das foliações das rochas do Corpo do Córrego do Oliveira.. | 71 |
| Figura 42 – Mapa de superfície e forma do CCO e do CRN..... | 72 |
| Figura 43 – Estereograma dos veios de quartzo que cortam rochas do CCO..... | 73 |
| Figura 44 – Classificação dos anfibólios analisados..... | 75 |
| Figura 45 – Classificação dos piroxênios analisados..... | 77 |
| Figura 46 – Zonamento químico em cristal de clinopiroxênio..... | 78 |
| Figura 47 – Perfil de detalhe do ponto-tipo DB-TUP-135..... | 80 |
| Figura 48 – Fotomicrografia de texturas cumuláticas da Fácies Isotrópica..... | 82 |
| Figura 49 – Fotomicrografia de textura cumulática da Fácies Isotrópica..... | 82 |
| Figura 50 – Spidergram multielementar de elementos incompatíveis para rochas do Córrego do Oliveira e Complexo Rio Negro..... | 85 |
| Figura 51 – Spidergram de ETR para rochas do corpo do Córrego do Oliveira..... | 87 |
| Figura 52 – Afloramento de cristas de quartzito com sulfeto no ponto DB-TUP-112... | 88 |
| Figura 53 – Recorte do mapa geológico no detalhe do xenólito de quartzito..... | 88 |
| Figura 54 – Fotomicrografias da lâmina VZ-02 mostrando quartzito micáceo, contendo cristais eudrais a subedrais disseminados de pirita..... | 89 |
| Figura 55 – Gráfico R1-R2 de rochas ígneas (DE LA ROCHE et al., 1980)..... | 91 |
| Figura 56 – Gráfico La/Sm vs SiO ₂ das amostras do Corpo do Córrego do Oliveira.... | 92 |
| Figura 57 – Variação secular dos valores de $\delta^{34}\text{S}$ para água e sulfetos marinhos..... | 94 |

| | |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Figura 58 – Composições isotópicas $\delta^{34}\text{S}$ medidas para as amostras das rochas metassedimentares encaixantes e das rochas ultramáficas do CCO..... | 95 |
| Figura 59 – Mapa geológico do Corpo do Córrego do Oliveira com a distribuição espacial dos valores $\delta^{34}\text{S}$ da rocha calcissilicática e das rochas ultramáficas..... | 96 |
| Figura 60 – Diagramas das razões Cu/Zr com os plots das amostras do CCO..... | 97 |
| Figura 61 – Tipos de ocorrência de sulfetos na Fácies Isotrópica..... | 99 |
| Figura 62 – Tipos de ocorrência de sulfetos na Fácies Orientada..... | 100 |
| Figura 63 – Fotomicrografia de luz refletida mostrando sulfetos intersticiais..... | 101 |
| Figura 64 – Fotomicrografia de luz refletida de pirrotita com exsoluções de pentlandita e calcopirita..... | 102 |
| Figura 65 – Fotomicrografia de luz refletida de pirrotita com exsoluções em flamas de pentlandita e zonas de calcopirita..... | 102 |
| Figura 66 – Fotomicrografia de luz refletida de zona de calcopirita..... | 103 |
| Figura 67– Imagem eletrônica por MEV mostrando sulfetos intersticiais..... | 104 |
| Figura 68 – Mapeamento EDS mostrando exsoluções de pentlandita e calcopirita..... | 106 |
| Figura 69 – Análise pontual EDS em pirrotita, pentlandita e calcopirita..... | 107 |

LISTA DE TABELAS

| | |
|------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Tabela 1 – Peso inicial das amostras e peso dos concentrados de sulfetos..... | 20 |
| Tabela 2 – Composição média de elementos maiores de r. máficas e ultramáficas..... | 41 |
| Tabela 3 – Composição de elementos maiores das rochas do CCO..... | 83 |
| Tabela 4 – Composição de elementos-traço das rochas do CCO..... | 84 |
| Tabela 5 – Composição química dos ETR das rochas do CCO..... | 86 |
| Tabela 6 – Composições isotópicas $\delta^{34}\text{S}$ e minerais analisados..... | 93 |
| Tabela 7 – Análises químicas para Au, Pt e Pd das amostras do CCO..... | 98 |

LISTA DE ABREVIATURAS, SIGLAS E SÍMBOLOS

| | |
|-----------------------|-----------------------------------------------------------------------------------|
| CCO | Corpo do Córrego do Oliveira |
| CPRM | Centro de Pesquisa em Recursos Minerais |
| CRN | Complexo Rio Negro |
| CTB | <i>Central Tectonic Boundary</i> |
| DRM-RJ | Departamento de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro |
| ICP-MS | <i>Inductively Coupled Plasma - Mass Spectrometry</i> |
| ICP-OES | <i>Inductively Coupled Plasma - Optical Emission Spectrometry</i> |
| IRMS | <i>Isotopic Ratio Mass Spectrometry</i> |
| KeV | Mil elétrons-volt |
| MEV-EDS | Microscópio eletrônico de varredura com detector de energia dispersiva de raios-X |
| MORB | <i>Mid-ocean ridge basalts</i> |
| nA | Nanoampère |
| PGE | Elementos do grupo da Platina |
| PRONAGEO | Programa de Geologia do Brasil |
| SMA | Sequência Metassedimentar Andrelândia |
| SRTM | <i>Shuttle Radar Topography Mission</i> |
| WGS 84 | <i>World Geodetic System</i> |
| UAA | Unidade Arcádia-Areal |
| UTM | Universal Transversa de Mercator |
| $\delta^{34}\text{S}$ | Composição isotópica de isótopos estáveis de enxofre |

SUMÁRIO

| | | |
|-------|-----------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| | INTRODUÇÃO | 14 |
| 1 | FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA | 30 |
| 1.1 | Sistema metalogenético de sulfetos magmáticos de Ni-Cu-(PGE) | 30 |
| 1.1.1 | <u>Complexos máfico-ultramáficos</u> | 30 |
| 1.1.2 | <u>Saturação de S e formação do líquido imiscível de sulfeto</u> | 31 |
| 1.1.3 | <u>Incorporação de metais no líquido de sulfeto</u> | 32 |
| 1.1.4 | <u>Formação da MSS e mineralogia de sulfetos comuns nos glóbulos</u> | 33 |
| 1.1.5 | <u>Condicionantes estruturais para acumulação de sulfetos</u> | 34 |
| 1.1.6 | <u>Influência do metamorfismo para o sistema dos sulfetos</u> | 35 |
| 1.2 | Rochas e texturas cumuláticas | 34 |
| 1.3 | Geoquímica isotópica $\delta^{34}\text{S}$ | 37 |
| 1.4 | Geoquímica de rochas básicas | 41 |
| 2 | GEOLOGIA E PETROGRAFIA DO CORPO DO CÓRREGO DO OLIVEIRA E SUAS ROCHAS ENCAIXANTES | 46 |
| 2.1 | Rochas encaixantes | 46 |
| 2.1.1 | <u>Complexo Rio Negro (Terreno Oriental)</u> | 47 |
| 2.1.2 | <u>Unidade Arcádia-Areal (Terreno Ocidental)</u> | 49 |
| 2.2 | Diques Cretáceos | 54 |
| 2.3 | Central Tectonic Boundary (CTB) | 55 |
| 2.4 | Corpo máfico-ultramáfico do Córrego do Oliveira | 58 |
| 2.4.1 | <u>Fácies Isotrópica</u> | 59 |
| 2.4.2 | <u>Fácies Orientada</u> | 64 |
| 2.5 | Metamorfismo e Geologia Estrutural | 68 |
| 2.5.1 | <u>Foliação regional e foliação do corpo</u> | 69 |
| 2.6 | Química mineral por microsonda eletrônica | 73 |
| 2.6.1 | <u>Anfibólios</u> | 74 |
| 2.6.2 | <u>Piroxênios</u> | 76 |
| 2.6.3 | <u>Plagioclásio</u> | 79 |
| 2.7 | Variações de susceptibilidade magnética | 79 |

| | | |
|-------|----------------------------------------------------------------------------|-----|
| 3 | SISTEMA METALOGENÉTICO DO CORPO DO CÓRREGO DO OLIVEIRA | 81 |
| 3.1 | Estágio Magmático | 81 |
| 3.1.1 | <u>Assembleia Mineralógica do Estágio Magmático</u> | 81 |
| 3.1.2 | <u>Alto Conteúdo de MgO</u> | 83 |
| 3.1.3 | <u>Ambiente Tectônico</u> | 84 |
| 3.2 | Assimilação de Rochas Crustais | 87 |
| 3.2.1 | <u>Evidências Petrográficas</u> | 90 |
| 3.2.2 | <u>Evidências Litogeoquímicas</u> | 90 |
| 3.2.3 | <u>Assinatura Isotópica de $\delta^{34}\text{S}$</u> | 92 |
| 3.3 | Segregação do Líquido de Sulfeto | 97 |
| 3.3.1 | <u>Razão Cu/Zr</u> | 97 |
| 3.4 | Caracterização dos sulfetos | 98 |
| 3.4.1 | <u>Análise Química Mineral por MEV-EDS</u> | 104 |
| | DISCUSSÃO E CONCLUSÃO | 109 |
| | CONSIDERAÇÕES FINAIS E SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS | 112 |
| | REFERÊNCIAS | 113 |
| | APÊNDICE A – Medidas de Susceptibilidade Magnética..... | 120 |
| | APÊNDICE B – Medidas de Condutividade Elétrica..... | 122 |
| | APÊNDICE C – Resultados das análises por microsonda eletrônica..... | 123 |
| | APÊNDICE D – Resultados das análises pontuais por MEV-EDS..... | 137 |
| | APÊNDICE E – Mapa Geológico do Corpo do Córrego do Oliveira..... | 143 |

INTRODUÇÃO

Corpos máficos associados a mineralizações de Cr, Ti, Fe, V, PGE, Cu, Ni e Au são amplamente descritos na literatura. Trabalhos anteriores na Faixa Ribeira evidenciaram a presença de corpos máficos (JUNHO; MENDES; LUDKA, 1999; LUDKA; WIEDEMANN-LEONARDOS, 2000; LUDKA; WIEDEMANN, 2002; MENDES, 1996), muitos dos quais ainda sem caracterização sistemática, principalmente no que tange a potencialidades metalogenéticas.

Durante o mapeamento geológico da Folha Nova Friburgo 1:100.000 do projeto PRONAGEO (TUPINAMBÁ et al. 2009), foram cartografados corpos de metagabro e horblendito, com sulfeto disseminado, próximos ao município de Duas Barras na região serrana fluminense. O Corpo do Córrego do Oliveira – CCO (TUPINAMBÁ, 1999) é um corpo máfico-ultramáfico encaixado nos ortognaisses do Complexo Rio Negro (CRN), próximos ao contato tectônico, conhecido como *Central Tectonic Boundary* (CTB), com a Unidade Arcádia-Areal (UAA) da Sequência Metassedimentar Andrelândia (SMA), que, na área, contém quartzitos e rochas calcissilicáticas. Nesta sequência foram descritos em campo veios hidrotermais com quartzo, turmalina e sulfetos.

A presença de sulfetos indica uma alta saturação em enxofre do magma, importante condicionante para enriquecimento em Ni-Cu (EVANS, 1980). A situação geológica sugere contaminação do magma básico por enxofre provindo da assimilação de metassedimentos da SMA, em momento anterior ao tectonismo regional. Nestas condições, há possibilidade de serem encontrados sulfetos ricos em Ni-Cu e platinóides (MUNGALL, 2005).

O presente trabalho aborda diversas ferramentas analíticas com o intuito de elucidar a existência dos principais condicionantes metalogenéticos que definem depósitos de sulfetos de Ni-Cu. Os resultados sugerem que houve assimilação de rochas crustais, saturação de enxofre no magma e segregação do líquido anteriormente à formação dos silicatos, permitindo enriquecimento de Ni e Cu nos sulfetos. Esses resultados podem refletir razoável potencial para esses elementos nas rochas estudadas, além de evidenciar novas oportunidades de pesquisa mineral em contextos geológicos similares.

Justificativa

Os bens minerais estudados no presente projeto (Ni, Cu, Co e Elementos do Grupo da Platina – PGE) são metais de importância estratégica para a indústria do aço, uso em tecnologia de ponta, principalmente na indústria automotiva, inclusive pela projeção do crescimento de demanda por Ni e Co para fabricação de baterias de carros elétricos.

Exceto pelo prospecto de sulfetos em Rio Claro no Sul Fluminense (PEREIRA et al. 2016), bens minerais metálicos não são explorados no Estado do Rio de Janeiro. A possibilidade de se gerar prospectos destes elementos em corpos básicos no CRN abre uma oportunidade de pesquisa mineral e negócios para a economia fluminense, tanto quanto para a economia nacional. Abre-se também uma vocação metalogenética para corpos gabróicos no CRN, sempre que se possa ter possibilidade de assimilação, pelo magma básico, de sedimentos ricos em enxofre.

Objetivos

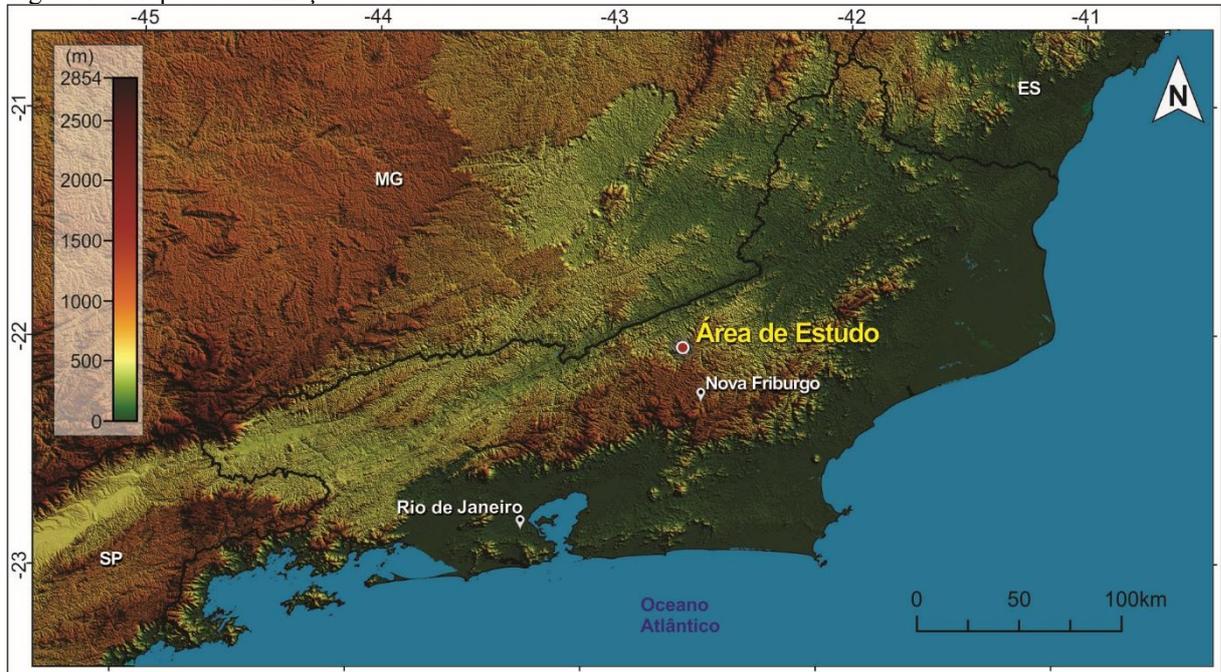
O presente estudo visa a caracterização do Complexo Máfico-Ultramáfico do Córrego do Oliveira e suas mineralizações sulfetadas, além de avaliar o potencial do CCO para conter depósitos de Ni-Cu-(PGE) através de mapeamento geológico, estudos geoquímicos, petrográficos e de química mineral.

Localização e acessos à área

A área de estudo está limitada pelas coordenadas UTM (Zona 23S) 746.000m E, 749.000m E, 7.560.500 S, e 7.558.000 S, entre os municípios de Duas Barras e Sumidouro, a norte da cidade de Nova Friburgo, na região serrana do Rio de Janeiro (Figura 1). É inserida no compartimento geomorfológico da Escarpa Reversa do Planalto da Região Serrana, com padrão de relevo de escarpas degradadas, degraus estruturais e rebordos erosivos, com altitudes médias de 600 a 700m (CPRM, 2017), em região de ocupada por pequenos produtores de agricultura

familiar. Está integrada na Região Hidrográfica do rio Piabanha, em bacia afluyente da margem direita do médio inferior do Rio Paraíba do Sul. O principal rio que passa pelos domínios da área é o Rio do Encanto, cujo afluyente Córrego do Oliveira, que também corta a área, dá nome ao corpo estudado.

Figura 1 – Mapa de localização da área de estudo

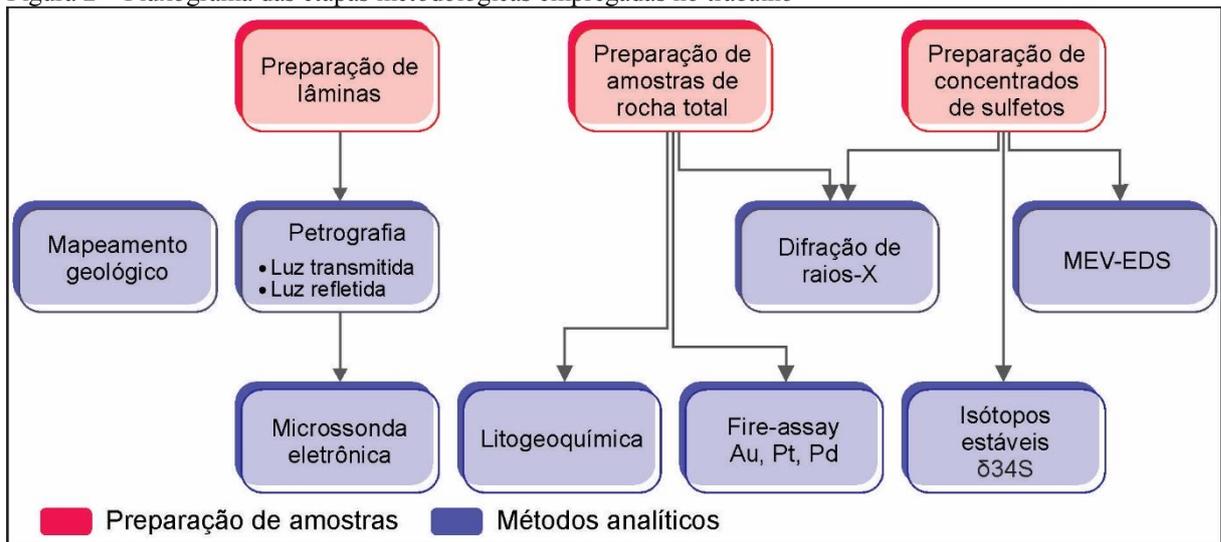


Legenda: Modelo digital de elevação. Datum: WGS 84, com sistema de coordenadas geográficas.
Fonte: SRTM

Materiais e Métodos

O fluxograma da Figura 2 contém as etapas metodológicas de preparação de amostras e métodos analíticos empregados ao longo do presente estudo.

Figura 2 – Fluxograma das etapas metodológicas empregadas no trabalho



Fonte: O autor, 2018

Foram realizados 10 dias de trabalho de campo para coleta de amostras e mapeamento geológico, visando à elaboração de um perfil geológico detalhado da área e para reinterpretação do mapa geológico original de acordo com novas evidências. Medidas de susceptibilidade magnética e condutividade elétrica foram coletadas de rochas das diversas unidades que compõem a região de estudo, para comparação entre elas para a fim de testar um possível critério diferenciador de unidades. As medidas foram obtidas utilizando o susceptímetro e condutímetro KT-10 Plus. Todas as medidas de susceptibilidade magnética estão catalogadas no Apêndice A. As medidas de condutividade elétrica estão catalogadas no Apêndice B.

Amostras de mão e laminas delgadas, obtidas em projeto anterior de iniciação científica, foram catalogadas contendo coordenadas, descrições de campo e petrográficas. Somando-se a estas, amostras representativas das diferentes fácies do CCO e das rochas encaixantes envolvidas no contexto geológico foram preparadas em lâminas delgadas polidas para análises petrográficas em luz transmitida e refletida.

Lâminas representativas das fácies do CCO foram preparadas para análises por microsonda eletrônica para determinação da composição química dos silicatos, de forma a permitir classificação de piroxênios, anfibólios e feldspatos, revelando zonamentos químicos nos cristais de piroxênio, e produzindo evidências para auxiliar na diferenciação de anfibólios ígneos e metamórficos. As análises de microsonda serviram também para indicar as composições químicas das diferentes fases de sulfetos.

Amostras representativas de rocha total das duas fácies do CCO foram preparadas para análises geoquímicas. As análises por *fire-assay* serviram para determinar os teores de Au, Pt

e Pd. As análises litogeoquímicas visam, principalmente, demonstrar quatro características importantes para a composição do sistema metalogenético:

- a) conteúdo de MgO, que está diretamente relacionado à disponibilidade de Ni no sistema magmático;
- b) ambiente de formação, estabelecendo as possíveis relações genéticas das rochas do CCO com as do Arco Magmático Rio Negro, além de caracterizar o comportamento geoquímico das diferentes fácies do corpo;
- c) evidências de assimilação crustal, que permitiriam saturação do enxofre no magma;
- d) evidências de depleção de Ni e Cu, como indicativo de segregação e posterior enriquecimento de metais base no líquido de sulfeto.

A composição metálica dos sulfetos (conteúdo de Fe, Ni, Cu e PGE) e as proporções relativas de cada um desses elementos nas fases sulfetadas foi estabelecida pelas análises por microscópio eletrônico de varredura com detector de energia dispersiva de raios-x (MEV-EDS). Análises de isótopos estáveis de enxofre nos concentrados de grãos de sulfetos foram realizados para detectar, se houve o processo de assimilação de enxofre de fonte externa para a composição do sistema metalogenético a partir da composição isotópica $\delta^{34}\text{S}$ dos sulfetos das rochas ultramáficas e dos sulfetos das rochas sedimentares envolvidas no contexto geológico.

As etapas de preparação de amostras que serão descritas a seguir foram realizadas com auxílio do corpo técnico dos seguintes laboratórios de preparação de amostras e laboratórios de análise: Laboratório Geológico de Preparação de Amostras (LGPA) da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ); Laboratório de Laminação e Laboratório de Microsonda Eletrônica (Labsonda), ambos da Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ); Setor de Caracterização Tecnológica (SCT) do Centro de Tecnologia Mineral (CETEM) e Laboratório de Estudos Geocronológicos, Geodinâmicos e Ambientais do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (UnB).

Preparação de lâminas

Do total de 80 amostras coletadas, foram preparadas 19 lâminas delgadas polidas. O polimento foi realizado, sequencialmente, com pastas de diamante de granulometrias $3\mu\text{m}$ e

1µm. Para as análises de microsonda, as lâminas polidas DB-TUP-135 e VZ-09 foram metalizadas com carbono.

Preparação de amostras de rocha total

Amostras representativas das duas fácies, isotrópica e orientada, do CCO (DB-TUP-135 e VZ-09), livres de veios ou bolsões de quartzo ou impurezas, foram britadas com martelo em bigorna até granulometria de 18 mesh (1 mm), e posteriormente foram moídas em moinho de bolas. Em seguida, as amostras foram quarteadas e separou-se, de cada uma, aproximadamente 10g para a análise litogeoquímica, 30g para análise por *fire-assay*

Preparação de concentrado de sulfetos

Para a separação do concentrado de sulfetos, foram selecionadas as amostras VZ-09, DB-TUP-135, VZ-37 e DB-TUP-112, correspondendo respectivamente a: Fácies Orientada do CCO, Fácies Isotrópica do CCO, rocha calcissilicática da Sequência Andrelândia, e quartzito com sulfeto do Grupo São Fidélis.

As amostras foram britadas do mesmo modo da preparação de amostras de rocha total, e em seguida, no pilão de ágata, cominuídas até granulometria de 80 *mesh* (0,177 mm) para individualização do máximo número de grãos de sulfeto. Posteriormente, foram deslamadas para eliminar o material mais fino, constatando ausência de sulfetos nas frações sobrenadantes eliminadas. Após seco, o material foi separado por líquido denso, utilizando iodeto de metileno (3,325 g/cm³) para separação do máximo possível de silicatos, cuja densidade varia de 2,6 a 3,9 g/cm³, e sulfetos, cuja densidade varia de 4,1 a 5,1 g/cm³. Na amostra DB-TUP-112, visto que os principais minerais presentes são quartzo e sulfeto, a separação por líquido denso foi suficiente para dissociar as fases minerais visadas.

Após separação por líquido denso, a porção mais densa que o iodeto de metileno das amostras VZ-09, DB-TUP-135 e VZ-37 ainda continha grande volume de silicatos, devido à alta densidade de alguns grãos de piroxênio e anfibólio. Assim, a fração magnética dessas

amostras foi separada por meio de ímã de mão (Tabela 1), permitindo a individualização de volume de sulfetos magnéticos nas amostras do CCO e sulfetos e óxidos magnéticos na amostra de rocha calcissilicática.

Tabela 1 – Peso inicial das amostras e peso dos concentrados de sulfetos

| Amostra | Unidade | Peso Inicial (g) | Peso Concentrado de Sulfetos (g) |
|----------------|---------------------|-------------------------|-----------------------------------------|
| VZ-09 | Córrego do Oliveira | 503,34 | 10,12 |
| DB-TUP-135 | Córrego do Oliveira | 618,61 | 3,27 |
| VZ-37 | Andrelândia | 223,15 | 1,14 |
| DB-TUP-112 | São Fidélis | 304,31 | 16,3 |

Fonte: O autor, 2018.

Em seguida, as frações não-magnéticas foram separadas por sensibilidade magnética no separador eletromagnético Frantz nas intensidades de corrente elétrica de: 0,1A; 0,2A; 0,7A; 1,5A com a régua inclinada em 10 graus. Em relação às amostras do CCO, na fração 0,1A identificou-se grãos de anfibólio e piroxênio com pequenas inclusões de sulfetos magnéticos, análogos aos sulfetos já separados por ímã de mão. Na fração 0,2A observa-se principalmente grãos de biotita e poucos grãos de anfibólio ou piroxênio, raros contendo pequenas inclusões de sulfetos magnéticos. Na fração 0,7A ficou retido o maior volume da amostra, já que nessa fração englobou-se os grãos de anfibólio e piroxênio, aqui, sem inclusões de sulfetos. Na fração 1,5A da amostra VZ-09, observa-se escassos grãos de pirita associados a silicatos, porém na amostra DB-TUP-135 não se observa a presença de sulfetos nessa fração. Em relação à amostra VZ-37 os sulfetos e óxidos estão englobados na fração magnética, não tendo sido identificada nenhuma fase dessas na separação por sensibilidade magnética.

O peso dos concentrados de sulfetos das amostras está exposto na Tabela 1. Deve-se considerar, porém, a presença de silicatos associados pela inclusão de sulfetos, apesar de escassos.

Para as análises dos concentrados de sulfetos foram enviadas porções da fração magnética das amostras VZ-09, DB-TUP-135 e VZ-37, considerando a associação de sulfetos de Ni, Cu e PGE com pirrotita, mineral magnético e o principal componente das frações magnéticas das amostras processadas.

Os concentrados de sulfetos foram utilizados para análises de isótopos estáveis de enxofre e análises por MEV-EDS.

Para montagem da seção polida para análise por MEV-EDS, utilizou-se aproximadamente 5 g dos concentrados de sulfetos das amostras DB-TUP-135 e DB-TUP-112, e 0,5 g dos concentrados de sulfetos das amostras VZ-09 e VZ-37. Para as análises isotópicas de enxofre foram enviados 5 mg de cada um dos concentrados de sulfetos.

Microsonda eletrônica

As análises das lâminas DB-TUP-135 e VZ-09 foram realizadas no Labsonda (UFRJ) por meio de microsonda eletrônica JEOL JXA 8230 contendo cinco canais de espectrômetros e oito cristais analisadores. As condições analíticas foram: aceleração do feixe de elétrons de 15 KeV para os silicatos e 20 KeV para os sulfetos; corrente do filamento de 20nA; e diâmetro do feixe eletrônico tipo SPOT de 1 μ m.

Nos anfibólios quantificou-se SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, FeO, MnO, MgO, CaO, Na₂O e K₂O. Os mesmos elementos para os piroxênios, exceto K₂O e acrescentando Cr₂O₃. Nos feldspatos quantificou-se SiO₂, Al₂O₃, FeO, CaO, Na₂O e K₂O. Nos sulfetos quantificou-se Fe, Ni, Cu, Co, S, Au, As, Pd e Pt. As análises foram realizadas em núcleo e borda dos cristais, ou apenas um ponto quando não havia dimensões para análises do primeiro tipo. Nos cristais de piroxênio zonados, foram analisados vários pontos compondo um perfil.

Os resultados foram processados em tabelas para cálculo da fórmula estrutural dos minerais. A classificação de acordo com as fórmulas foi feita com base em Hawthorne et al. (2012) para anfibólios e Morimoto et al. (1988) para piroxênios.

Para a lâmina DB-TUP-135 foram analisados 26 pontos nos cristais de anfibólio, 39 pontos nos cristais de piroxênio, 4 pontos nos cristais de plagioclásio e 13 pontos nos sulfetos. Para a lâmina VZ-09 foram analisados 20 pontos nos cristais de anfibólio, 17 pontos nos cristais de piroxênio e 19 pontos nos sulfetos. As análises inconsistentes foram descartadas. Os resultados das análises por microsonda estão no Apêndice C, divididas por amostras e minerais.

Litogeoquímica

Aproximadamente 10 g das amostras de rocha total DB-TUP-135 e VZ-09 foram enviadas para análise litogeoquímica por ICP-OES e ICP-MS, e análise de Au, Pt e Pd por *fire-assay* no *Activation Laboratories - Actlabs* (Canadá).

Nos métodos analíticos (ICP-OES e ICP-MS) a ionização das soluções é feita por indução acoplada em um nebulizador de fluxo de Argônio no interior de uma tocha de plasma (ICP = *Inductively Coupled Plasma*). A detecção é feita por emissão ótica (OES = *Optical Emission Spectrometry*), baseando-se na radiação característica emitida pelos elementos presentes, ou por diferença de massa (MS = *Mass Spectrometry*) com os elementos de diferentes massas separados no fluxo de íons por um espectrômetro de massa simples, onde sua abundância é determinada pela intensidade dos sinais nos coletores comparando amostra e soluções-padrão.

No método de análise por *fire-assay*, a amostra é misturada a soluções de carbonato de sódio, borato de sódio, óxido de chumbo e sílica. Ag é adicionado à solução como coletor e a mistura é colocada em um cadinho de argila. A mistura é pré-aquecida a 850°C, depois a 950°C, finalizando com 1060°C ao longo de 60 minutos. O material mais leve derretido é removido, restando na base do molde o concentrado de chumbo com os metais (Ag, Au, Pt e Pd), que é colocado então em um copo pré-aquecido que absorve o chumbo quando coletado a 950°C, restando assim, os metais Au, Pt e Pd associados a Ag, que é digerido em HNO₃ + HCl (a 95°C). Após o arrefecimento, durante 2 horas, a solução da amostra é analisada para Au, Pt e Pd por ICP-MS. Os cadinhos são então removidos do forno de ensaio e a escória derretida (material mais leve) é cuidadosamente derramada do cadinho em um molde, deixando um botão de ligação na base do molde. O botão principal é então colocado em um copo pré-aquecido que absorve o chumbo quando coletado a 950 ° C para recuperar a Ag (cordão doré) + Au, Pt e Pd.

Análises litogeoquímicas de amostras de projetos anteriores do mesmo corpo máfico-ultramáfico (DB-I-10: fácies isotrópica; DB-FR-34B e DB-FR-56A: fácies orientada) foram agrupadas às novas análises.

Todas as análises foram processadas no programa GCDKit (JANOUSĚK; FARROW; ERBAN, 2006) e plotadas em diagramas geoquímicos para interpretação dos dados.

MEV-EDS

O microscópio eletrônico de varredura (MEV) é um aparelho que fornece imagens eletrônicas de alta resolução, que consistem em uma codificação da energia emitida por elétrons retroespalhados, gerados pela interação do feixe de elétrons emitidos por um filamento de tungstênio com as amostras. O detector de energia dispersiva de raios-X (*Energy Dispersive X-ray Detector* - EDS) é um sensor que capta a energia emitida pelo material, no comprimento de onda dos raios-X, devido a interação dos elétrons do mineral com o feixe de elétrons do aparelho. Essa quantidade de energia liberada é característica de cada átomo, o que possibilita a identificação dos elementos químicos presentes naquele ponto de incidência do feixe eletrônico (KLEIN; DUTROW, 2012).

Para a análise de MEV-EDS, aproximadamente 2 g de concentrados de sulfetos de quatro amostras (DB-TUP-135, VZ-09, DB-TUP-112 e VZ-37) foram embutidos em resina e polidos com pastas de diamante de granulometrias 3 μ m e 1 μ m, compondo as seções polidas dos grãos de concentrado de sulfetos das amostras. A metalização com carbono possibilita condução dos elétrons de forma efetiva, ao mesmo tempo que evita sobrecontagem nos espectros de energia dispersiva dos platinóides, que ocorreria na metalização com ouro.

As diferentes intensidades de retroespalhamento de elétrons dos grãos geram imagens eletrônicas que exibem diferentes intensidades de cinza, evidenciando diferenças mineralógicas e composicionais. Amostras que contém átomos de maior número atômico emitem mais sinais de retroespalhamento, e o nível de cinza é mais claro quanto maior o retroespalhamento.

Para as análises do presente estudo, as imagens eletrônicas não foram suficientes para evidenciar diferenças composicionais entre grãos ou exsoluções. A presença ou ausência de Fe, Co, Ni e Cu não resulta em grandes variações na intensidade de retroespalhamento pela proximidade nos números atômicos desses elementos (Fe=26, Co=27, Ni=28, Cu=29).

A detecção das diferentes fases minerais foi feita através de mapeamento EDS, onde foi possível identificar zonas com maior presença de Ni e/ou Cu nos grãos de pirrotita. Após identificação dessas zonas, análises pontuais EDS eram realizadas para quantificar a composição química das diferentes fases: pirrotita, pentlandita, calcopirita e calcocita.

A identificação dos minerais, sua composição e as relações texturais das amostras foram determinadas no microscópio eletrônico de varredura (MEV) Hitachi Modelo TM3030 Plus, equipado com um sistema de microanálise química por dispersão de energia (EDS) Bruker

Quantax. As amostras foram metalizadas com carbono e analisadas nos módulos elétrons secundários, elétrons retroespalhados e EDS.

Os resultados das análises por MEV-EDS estão contidos no Apêndice D.

Geoquímica isotópica $\delta^{34}\text{S}$

Quatro amostras foram analisadas no espectrômetro de massa de fluxo contínuo e fonte gasosa com setor magnético “Thermo Scientific MAT253 IRMS” por espectrometria de massa de razão isotópica (*Isotopic Ratio Mass Spectrometry - IRMS*). 200 μg a 2000 μg de amostra sólida é inserida em capsulas de estanho para ser convertida em gás por combustão dinâmica e injeção automática de oxigênio em um forno especial a 1020°C, atingindo até 1800°C por alguns segundos. Os produtos gasosos da combustão são então carreados por um fluxo de gás hélio através do trióxido de tungstênio (catalisador de combustão) e em seguida reduzidos por fios de cobre de alta pureza. A água é removida por uma armadilha de perclorato de magnésio. O SO₂ é separado por uma coluna cromatográfica empacotada a uma temperatura isotérmica. SO₂ ionizado é acelerado por placas de voltagem e defletido em trajetória circular por um campo magnético. Coletores *faraday* medem as massas 64, 65 e 66, correspondendo respectivamente aos isótopos ³²S, ³³S e ³⁴S. O processamento dos dados e o controle do espectrômetro de massa e seus periféricos são realizados pelo software Isodat 3.0.

A composição isotópica $\delta^{34}\text{S}$ das amostras é calculada usando o padrão de referência VCDT pela equação:

$$\delta^{34}\text{S} = \left(\frac{^{34}\text{S}/^{32}\text{S} (\text{amostra})}{^{34}\text{S}/^{32}\text{S} (\text{VCDT})} - 1 \right) \times 1000$$

As amostras analisadas correspondem a grãos de pirrotita, pentlandita e calcopirita das amostras de hornblendito (VZ-09) e hornblenda websterito (DB-TUP-135); pirrotita de rocha calcissilicática (VZ-37); e pirita de quartzito (DB-TUP-112).

As análises foram realizadas no Laboratório de Estudos Geocronológicos, Geodinâmicos e Ambientais do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (UnB).

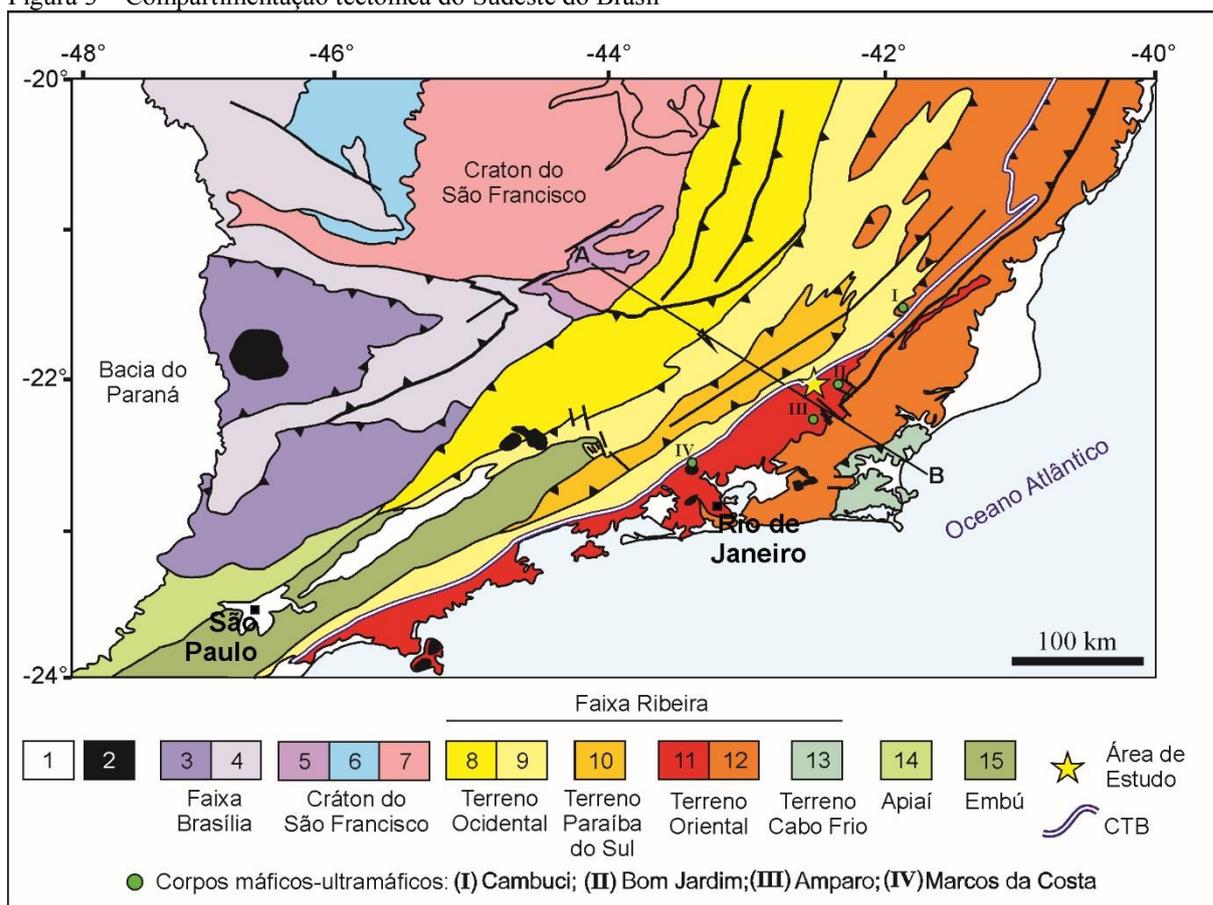
Geologia Regional

As rochas da área de estudo estão contextualizadas na evolução geotectônica da porção central da Faixa Ribeira, mais especificamente associadas aos Terrenos Oriental e Ocidental. Nesta seção será apresentada uma breve revisão sobre os principais aspectos de compartimentação tectônica da Faixa Ribeira e ocorrência de rochas básicas na Faixa Ribeira.

Compartimentação tectônica da Faixa Ribeira

A Faixa Ribeira é um complexo cinturão orogênico Neoproterozóico de direção NE e 1400 km de extensão gerado durante o Ciclo Brasileiro, localizado à margem SE do Cráton do São Francisco (Figura 3). É resultado da colisão entre o Cráton São Francisco-Congo e o Cráton da Angola, envolvendo também outras micropalacas acrescidas (HEILBRON et al., 2008).

Figura 3 – Compartimentação tectônica do Sudeste do Brasil



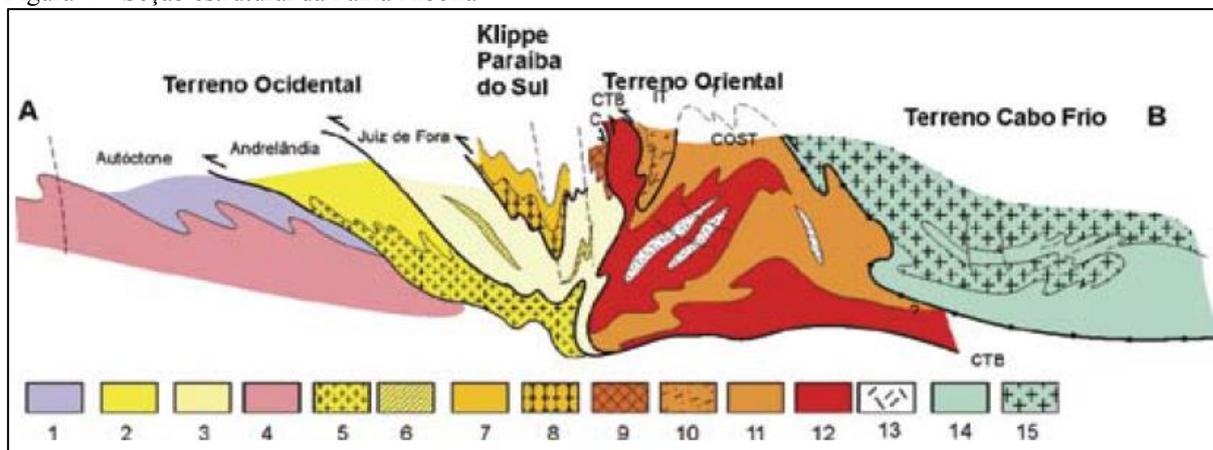
Legenda: (1) Cobertura Fanerozóica; (2) Rochas alcalinas do Cretáceo e Terciário; Faixa Brasília (3-4): (3) Nappes Inferiores; (4) Nappes Superiores; Craton do São Francisco (5-7): (5) Embasamento do Craton; (6) Supergrupo São Francisco; (7) Domínio Autóctone; Faixa Ribeira (8-13): (8) Domínio Andrelândia; (9) Domínio Juiz de Fora; (10) Terreno Paraíba do Sul; (11) Arco Magmático Rio Negro; (12) Terreno Oriental, exceto Arco Magmático Rio Negro; (13) Terreno Cabo Frio; Faixa Apiaí-Paranapiacaba (14-15): (14) Terrenos São Roque e Açungui; (15) Terreno Embu. (A-B): Traço da seção estrutural presente na Figura 12 deste trabalho.

Fonte: Modificado de HEILBRON et al., 2004

A porção central da Faixa Ribeira é compartimentada em quatro terrenos tectono-estratigráficos (Figura 4): Terreno Ocidental; Terreno Paraíba do Sul/Embú; Terreno Oriental; e Terreno Cabo Frio (HEILBRON et al. 2000a). Os três primeiros foram colados há ca. 580 Ma, enquanto o Terreno Cabo Frio em ca. 520 Ma. Os terrenos são constituídos, em geral, por: embasamento arqueano-paleoproterozóico; sequências supracrustais neoproterozóicas de bacias de margem passiva, bacias de arco e bacias relacionadas ao estágio de colisão continental; granitoides neoproterozóicos pré-colisionais de arcos magmáticos intra-oceânicos ou cordilheiranos; granitoides neoproterozóicos; granitoides neoproterozóicos sin- a tardi-colisionais; magmatismo pós-colisional relacionado ao colapso orogênico; e coberturas neoproterozóicas-cambrianas de bacias tardi-orogênicas (HEILBRON et al. 2004; HEILBRON et al. 2000b). Importantes zonas de cisalhamento que separam os terrenos representam suturas

de progressivos episódios de acreção de novos terrenos às bordas cratônicas e aos terrenos já colididos (HEILBRON et al. 2004).

Figura 4 – Seção estrutural da Faixa Ribeira



Legenda: Terreno Ocidental (1-6): (1 a 3) Sequência Metassedimentar Andrelândia nos Domínios Autóctone, Andrelândia e Juiz de Fora; (4-6) Associações do Embasamento – Complexos Barbacena, Mantiqueira e Juiz de Fora; Terreno Paraíba do Sul (7-8): (7) Grupo Paraíba do Sul; (8) Complexo Quirino; Terreno Oriental (9-13): (9) Sequência Cambuci; (10) Sequência Italva; (11) Sequência Costeira; (12) Arco Magmático Rio Negro; (13) Granitos colisionais; Terreno Cabo Frio (14-15): (14) Sequência Búzios-Palmital; (15) Complexo Região dos Lagos.

Fonte: HEILBRON et al., 2004

O Terreno Ocidental é interpretado como a margem retrabalhada do paleocontinente São Francisco e é dividido em: Domínio Autóctone, Domínio Andrelândia e Domínio Juiz de Fora (HEILBRON et al. 2000b), todos compostos por: embasamento pré-1,8 Ga, representado pelos Complexos Barbacena, Mantiqueira e Juiz de Fora; e cobertura sedimentar pós-1,8 Ga que, no Domínio Autóctone tem registro das bacias Andrelândia, Carandaí e São João del Rei, e nos Domínios Andrelândia e Juiz de Fora registra a bacia Andrelândia. Nos dois últimos domínios, há também a ocorrência de granitoides brasileiros sin- a pós-colisionais (HEILBRON et al. 2000a).

A sequência de margem passiva, nomeada de SMA é representada por rochas siliciclásticas metamorfisadas de baixo a alto grau, com idade U-Pb de zircões detríticos de ca. 900 Ma (VALERIANO et al., 2004). A SMA pode ser dividida em: Unidade granada-biotita gnaiss e Unidade Arcádia-Areal (UAA). Esta última, por fazer parte do contexto das rochas encaixantes do CCO, será abordada no item 4.1.2.

O Terreno Oriental é considerado o representante da chamada microplaca Serra do Mar (HEILBRON et al. 2000b) e pode ser dividido em domínios estruturais, que são: Domínio Cambuci, que representa a escama basal dos empurrões do Terreno Oriental; Domínio Costeiro, empurrado por cima do Domínio Cambuci e das rochas do Terreno Ocidental, nas porções

central e sul do RJ; e Klippe Italva, que representa a escama de empurrão superior do Terreno Oriental (HEILBRON; MACHADO, 2003).

O CCO está encaixado em ortognaisses do CRN, que pertence ao Domínio Costeiro do Terreno Oriental (TUPINAMBÁ; TEIXEIRA; HEILBRON, 2000), próximo ao contato com as rochas da SMA do Terreno Ocidental.

O contato tectônico que separa os dois terrenos, o CTB, é uma zona de cisalhamento redobrada de complexa evolução estrutural. Devido à sua importância no contexto do sistema metalogenético do CCO, esta estrutura será melhor abordada no item 2.3.

Na literatura são descritas diversas ocorrências de rochas básicas e ultrabásicas, principalmente na forma de enclaves e lentes encaixadas em litologias variadas dos diversos domínios da Faixa Ribeira

Ocorrências de rochas básicas-ultrabásicas na Faixa Ribeira

Magmatismo básico com tendência alcalina a toleítica, associados a falhas de períodos extensionais são registrados no Domínio Autóctone (RIBEIRO et al., 1990 apud HEILBRON et al., 1995). Em rochas da SMA, do Complexo Juiz de Fora e no embasamento da Klippe Paraíba do Sul, representado pelo Complexo Quirino, são descritos enclaves de rochas ultramáficas e máficas (TUPINAMBÁ et al., 2007a). Dados geoquímicos de rochas metabásicas do Complexo Juiz de Fora, as caracterizam como tipo MORB (HEILBRON; MACHADO, 2003).

No Terreno Oriental, os gnaisses do CRN, contêm enclaves máficos e rochas metadioríticas ou metagabróicas associadas, além da presença comum de sills básicos (TUPINAMBÁ et al., 2012). O Grupo Italva contém anfibolitos e intercalações de rochas metaultramáficas, originados da extrusão de basaltos toleíticos do tipo MORB (TUPINAMBÁ et al., 2007b). Os grupos Bom Jesus do Itabapoana e São Fidélis são representados por paragneisses contendo enclaves e lentes de rochas metamáficas (TUPINAMBÁ et al., 2007b; TUPINAMBÁ; TEIXEIRA; HEILBRON, 2012). Granitóides sin a tardi-colisionais, da Suíte Serra dos Órgãos, e os granitos Serra do Lagarto e Pedra Selada possuem numerosos enclaves máficos (HEILBRON et al., 1995).

Encaixados em rochas do Domínio Costeiro (Terreno Oriental), encontram-se ocorrências localizadas de corpos máficos e ultramáficos de variadas dimensões (Figura 3).

Entre os municípios de São João do Paraíso e Cambuci (norte do RJ), encontram-se corpos de basaltos toleíticos do tipo MORB variavelmente deformados e metamorfizados, orientados paralelamente à foliação dos paragnaisses encaixantes (MENDES; FONSECA; MOURA, 2011). No sul do ES, estão os gabros de Jacutinga e Itaoca (LUDKA; WIEDEMANN-LEONARDOS, 2000), Venda Nova e Várzea Alegre (MENDES, 1996), encaixados em orto- e paragnaisses com evidências de campo indicando que são parte de magmatismo tardi- a pós-colisional da Faixa Ribeira. O gabro de Amparo, em Nova Friburgo, é relacionado a um magmatismo toleítico e, de acordo com a petrografia e química de minerais, uma intrusão gabróica estratificada (LUDKA; WIEDEMANN, 2002). O gabro de Marcos da Costa, no município de Miguel Pereira (RJ), corresponde a duas ocorrências de lentes concordantes: um corpo gabróico encaixado em rochas do CRN; e corpos métricos a centimétricos de melagabro encaixado no Complexo Paraíba do Sul (JUNHO; MENDES; LUDKA, 1999).

1 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Para melhor entendimento dos depósitos de sulfetos magmáticos em complexos máfico-ultramáficos acamadados, serão expostos a seguir os condicionantes descritos na literatura que serão usados como referências nesta dissertação.

1.1 Sistema metalogénico de sulfetos magmáticos de Ni-Cu-(PGE)

A cristalização fracionada em corpos intrusivos de composição básica e ultrabásica pode resultar em concentrações elevadas de Cr, Ti, Fe e V, além de elementos do grupo da platina (PGE), Cu, Ni e Au quando associados à imiscibilidade de sulfetos (ROBB, 2005). Diversos artigos abordam os condicionantes geológicos para o enriquecimento em metais (ARNDT; LESHNER; CZAMANSKE, 2005; BARNES; LIGHTFOOT, 2005; BARNES et al., 2016; LI; MAIER; DE WAAL, 2001; LIGHTFOOT, 2007; NALDRETT, 1989, 2004; SCHULZ et al., 2010; SONG; WANG; CHEN, 2011).

Entre os principais depósitos mundiais, destacam-se Noril'sk e Pechenga na Rússia, Bushveld na África do Sul, Jinchuan na China, Sudbury e Voisey's Bay no Canadá, e Mt. Keith na Austrália. No Brasil, predominam depósitos de Ni laterítico. Depósitos brasileiros conhecidos são Fortaleza de Minas – O'Toole (BRENNER, 2006), Americano do Brasil (SILVA et al. 2011), Niquelândia (FERREIRA FILHO; NILSON; NALDRETT, 1992), Luanga (MANSUR; FERREIRA FILHO, 2016) e Santa Rita (BARNES et al., 2011), que é o único depósito do tipo sulfetado de grande porte no Brasil.

1.1.1 Complexos máficos-ultramáficos

Depósitos de sulfetos de Ni-Cu-(PGE) são encontrados em corpos máficos-ultramáficos, formados por grande volume de magma derivado do manto. Para garantir fertilidade nos metais, é necessário alto grau de fusão parcial na fonte, além de transporte eficiente até a crosta para reduzir a possibilidade do Ni ser removido do magma pela

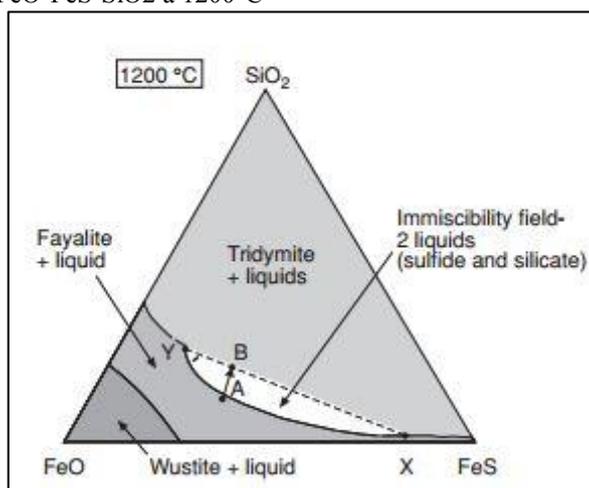
cristalização de olivina (BARNES; LIGHTFOOT, 2005; LI; MAIER; DE WAAL, 2001; ROBB, 2005; SONG; WANG; CHEN, 2011). Seguindo esse parâmetro, komatiítos e picritos toleíticos de baixa viscosidade e alta temperatura são mais propensos à formação deste tipo de depósito, quando comparados a magmas basálticos e picritos alcalinos ricos em voláteis (ARNDT; LESHER; CZAMANSKE, 2005).

1.1.2 Saturação de S e formação do líquido imiscível de sulfeto

Os principais fatores controladores da solubilidade de sulfetos de ferro em magma silicático são: pressão; temperatura; fugacidade de oxigênio (fO_2), ou estado de oxidação do magma; conteúdo de FeO e TiO₂ do magma; componentes máficos e félsicos no magma; continuidade da cristalização (NALDRETT, 2004).

Devido ao baixo teor de enxofre dissolvido nos magmas básicos e ultrabásicos, é necessário que haja mecanismo que proporcione a saturação em sulfetos em momento anterior à formação dos silicatos, de forma a permitir a incorporação dos metais nas fases de sulfetos, além de possibilitar o assentamento, e consequente acúmulo, favorecido pela baixa viscosidade desse tipo de magma e alta densidade dos sulfetos (BARNES; LIGHTFOOT, 2005; ROBB, 2005; SONG; WANG; CHEN, 2011).

Nos principais depósitos de sulfetos magmáticos de Ni-Cu, a formação do líquido de sulfeto foi favorecida pela incorporação de enxofre de fonte externa. O incremento de Enxofre pode ocorrer por: a) assimilação de rochas ricas em enxofre, como black shales, chert, paragneisse ou BIFs; b) contaminação com material crustal rico em SiO₂, que resulta na redução da quantidade de enxofre requerida para a saturação (Figura 5), promovendo formação de líquido imiscível de sulfeto e silicato (NALDRETT, 2004; BARNES; LIGHTFOOT, 2005; ROBB, 2005; SCHULZ et al., 2010).

Figura 5 – Sistema ternário FeO-FeS-SiO₂ a 1200°C

Legenda: Um líquido silicático subsaturado em sulfeto de composição A, através da adição de SiO₂, muda sua composição para B, adentrando em campo de imiscibilidade entre dois líquidos, um silicático de composição Y e outro de sulfeto de composição X.

Fonte: NALDRETT; MACDONALD, 1980; in ROBB, 2005

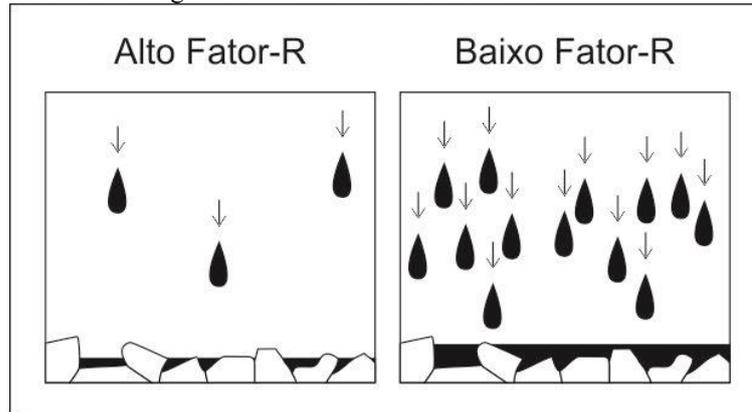
1.1.3 Incorporação de metais no líquido de sulfeto

Após a formação do líquido de sulfeto, os glóbulos de sulfetos imiscíveis devem interagir com o maior volume possível de magma, para proporcionar incorporação dos metais (Ni, Cu, PGE) nos sulfetos. É necessário, porém, que a olivina eventualmente cristalizada não tenha retirado grande parte do conteúdo de Ni do magma. A interação dos glóbulos de sulfeto com o magma é controlada pela relação entre massa silicática e massa de sulfetos, chamado de Fator-R (MUNGALL, 2002).

Metais calcófilos tem preferência para particionar nas fases de sulfetos do que permanecer no magma silicático. Tanto os metais base quanto os metais preciosos são claramente compatíveis com os minerais de sulfeto (BARNES; MAIER, 1999).

Os coeficientes de partição indicam que, embora Ni, Cu e Co particionem fortemente nas fases de sulfeto, o particionamento dos PGE pelo líquido de sulfeto é ainda mais eficiente. Desta forma, sistemas com baixo Fator-R (interação limitada entre o líquido de sulfeto e magma silicático) estão relacionados a depósitos ricos em sulfetos de Ni-Cu (Figura 6), enquanto sistemas com alto Fator-R podem formar depósitos ricos em PGE (MAIER; BARNES; DE WAAL, 1998; NALDRETT, 2004).

Figura 6 – Ilustração de sistemas magmáticos com fator-R alto e baixo



Legenda: Glóbulos de líquido de sulfeto em preto.

Fonte: MAIER; BARNES; DE WAAL, 1998

1.1.4 Formação da MSS e mineralogia de sulfetos comuns nos glóbulos

A cristalização do líquido de sulfeto forma inicialmente a monossulfide-solid-solution (MSS) de composição $\text{Fe}(1-x)\text{S}$. Com a cristalização fracionada do líquido de sulfeto, os diferentes coeficientes de partição dos metais entre a MSS e o líquido de sulfeto geram zonamento na estrutura do sulfeto, pois Fe, Os, Ir, Ru, Rh tendem a cristalizar na MSS, enquanto Cu, Pd, Pt e Au tendem a permanecer no líquido de sulfeto (BARNES et al., 1994), formando assim a intermediate-solid-solution (ISS), rica em Cu. O Ni é encontrado em ambas soluções sólidas, e o Co geralmente associado a MSS.

Conforme o sulfeto resfria, a MSS exsolve pirrotita e pentlandita (\pm pirita), e a ISS exsolve calcopirita e pirrotita (\pm cubanita, \pm pirita) (BARNES; LIGHTFOOT, 2005).

Os PGE, que originalmente particionam-se no mesmo líquido de sulfeto, não são imediatamente acomodados na estrutura da pirrotita, pentlandita ou calcopirita, e geralmente são encontrados associados a S, As, Sb, Bi e Te em uma grande variedade de minerais do grupo da Platina (PGM) na forma de pequenos grãos exsolvidos (SCHULZ et al., 2010).

1.1.5 Condicionantes estruturais para acumulação de sulfetos

A gênese desse tipo de depósito é dependente da concentração dos sulfetos em uma localidade restrita, onde sua abundância seja suficiente para constituir um depósito (NALDRETT, 2004).

As rochas encaixantes prestam dois importantes papéis. Além de ser um gatilho comum para a saturação dos sulfetos, adicionando enxofre ou diminuindo a sua solubilidade, nas rochas encaixantes estão situadas descontinuidades crustais que podem alojar o magma ascendente (ARNDT; LESHNER; CZAMANSKE, 2005). Acumulações de sulfeto ocorrem com frequência em intrusões injetadas em espaços tridimensionais de zonas de falha, geralmente desenvolvidas em rifts abortados na crosta (LIGHTFOOT; EVANS-LAMSWOOD, 2015).

Modificações geométricas do contato de corpos máficos com as encaixantes são locais preferenciais para acúmulo de sulfeto (BARNES; LIGHTFOOT, 2005). Ocorrências minerais deste tipo estão hospedadas em condutos magmáticos, como os depósitos chineses (SONG; WANG; CHEN, 2011). Condutos magmáticos são sistemas abertos que concentram líquidos imiscíveis de sulfetos; nestes locais passa um grande volume de magma (aumentando o Fator-R) e sua geometria permite o assentamento e acúmulo das camadas de sulfetos.

1.1.6 Influência do metamorfismo para o sistema dos sulfetos

Durante metamorfismo da fácies xisto verde a anfíbolito, a olivina é instável e o Ni é liberado da olivina, aumentando seu teor nos sulfetos existentes no sistema (BARNES; LIGHTFOOT, 2005). Mission et al. (2013) indicam que metamorfismo pode ter importante papel na remobilização de elementos calcófilos e siderófilos, principalmente na formação de PGM.

1.2 Rochas e texturas cumuláticas

Processos de cristalização fracionada seguido de acúmulo de cristais na câmara magmática geram rochas cumuláticas ou, mais precisamente, cumulos, como originalmente proposto por Wager, Brown e Wadsworth (1960).

Os cristais acumulados são chamados de “cristais *cumulus*” e o líquido *in-situ* aprisionado entre eles é chamado de “líquido *intercumulus*”. A formação do primeiro é relacionada ao estágio de cristalização primária ou cumulático, enquanto a formação do segundo se dá por solidificação em estágio pós-cumuláticos (IRVINE, 1982).

A principal evidência indicativa da natureza cumulática é a existência de estratificação ígnea, seja ela modal, em fases ou críptica, já que os processos cumuláticos tendem a gerar camadas com distintas composições e/ou feições texturais (WAGER; BROWN, 1968). Texturalmente um cumulo é definido por um arcabouço de cristais eudrais ou subedrais em contato mútuo (cristais *cumulus*) e cristais intersticiais (cristais *intercumulus*) presentes nos contatos envolvendo os minerais *cumulus* (GILL, 2014).

Diferentes mecanismos, todos relacionados à cristalização fracionada, podem levar à formação de rochas cumuláticas. Irvine (1982) classifica quatro principais: 1) precipitação, que caracteriza o processo de afundamento dos cristais *cumulus* por gravidade; 2) flutuação, quando os cristais *cumulus* têm menor densidade que o magma; 3) deposição, que define que os cristais *cumulus* são depositados por ações mecânicas relacionadas à densidade do magma ou correntes de convecção; ou 4) acreção, quando os cristais *cumulus* crescem *in-situ* nas bordas das câmaras magmáticas.

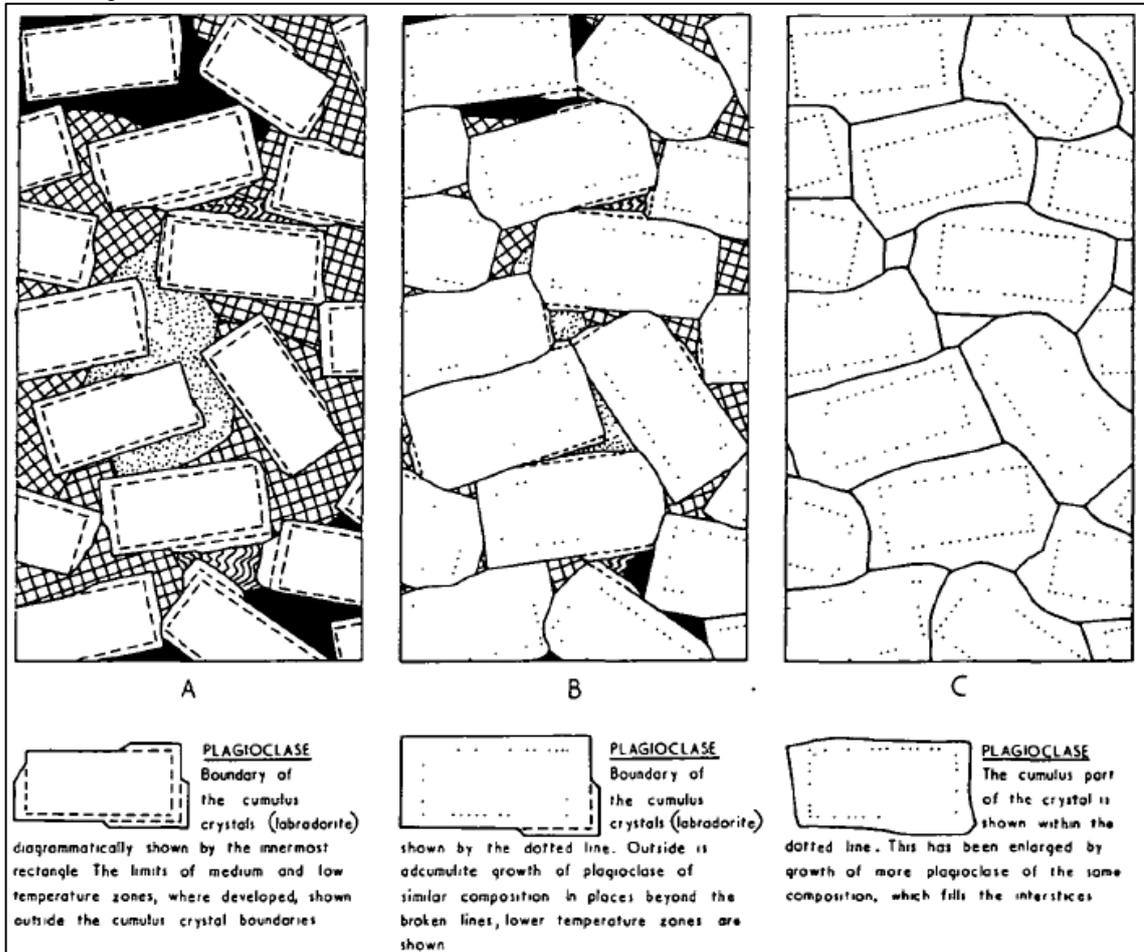
A nomenclatura das rochas cumuláticas segue a classificação das rochas ígneas. Genericamente podem ser divididas em cumulos peridotíticos, cumulos piroxeníticos, cumulos gabróicos e cumulos de óxidos, de acordo com os minerais *cumulus* (IRVINE, 1982; WAGER; BROWN; WADSWORTH; 1960). Alguns autores argumentam que a não aplicação dos minerais *intercumulus* dificulta o esclarecimento da estratigrafia de alguns corpos estratificados (JACKSON, 1961 apud IRVINE, 1982).

Os cumulos podem apresentar textura ortocumulática, mesocumulática ou adcumulática (WAGER; BROWN; WADSWORTH; 1960), dependendo da proporção entre minerais *cumulus* e minerais *intercumulus*, que está relacionada ao crescimento mineral no estágio pós-cumulático (Figura 7).

A textura ortocumulática é caracterizada por uma expressiva fração *intercumulus* que engloba os minerais *cumulus* impossibilitando que estes se toquem. Neste caso, a fase *intercumulus* tem pouca troca com o resto do magma e os minerais *cumulus* apresentam forte zoneamento.

A textura mesocumulática é caracterizada com minerais *cumulus* tocando-se com uma fração mais reduzida de fração *intercumulus*, em comparação com a textura ortocumulática. Neste tipo, há maior troca química entre o magma e a fase *intercumulus* possibilitando o crescimento dos cristais *cumulus* durante o estágio pós-cumulático. Quando o crescimento pós-cumulático é completo, consumindo completamente a fase *intercumulus*, é produzida a textura adcumulática com minerais homogêneos, geralmente sem zoneamento.

Figura 7 – Tipos de texturas cumuláticas mais comuns



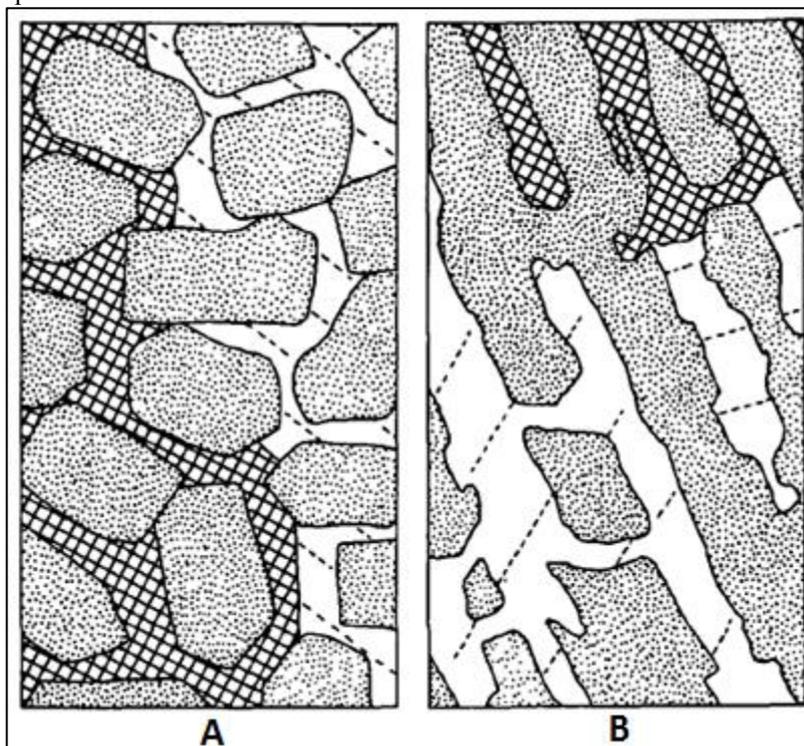
Legenda: (A) Textura ortocumulática; (B) Textura mesocumulática; (C) Textura adcumulática.

Fonte: WAGER; BROWN; WADSWORTH; 1960

Além dessas texturas mais características, há outros dois tipos de texturas também relacionadas a rochas cumuláticas: textura heteroadcumulática e textura crescumulática (ou harrisítica) (WAGER; BROWN; WADSWORTH; 1960). A primeira é formada quando há

nucleação mineral na porção *intercumulus* em estágio pós-cumulático (Figura 8.A), e a segunda é definida quando os minerais *cumulus* crescem alongados em uma direção (Figura 8.B) e estão relacionados às bordas ou margens das intrusões (SIAL; MCREATH, 1984).

Figura 8 – Outros tipos de texturas cumuláticas



Legenda: (A) Textura heteradcumulática; (B) Textura crescumulática.
Fonte: WAGER; BROWN; WADSWORTH; 1960.

1.3 Geoquímica isotópica $\delta^{34}\text{S}$

Variações nas composições isotópicas de Enxofre ($\delta^{34}\text{S}$) auxiliam na determinação da fonte deste elemento nas rochas (magmática ou sedimentar) e na indicação de processos de contaminação.

Existem quatro isótopos estáveis de enxofre (^{32}S , ^{33}S , ^{34}S e ^{36}S) e suas razões relativas variam em proporções constantes. A razão isotópica $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ é a mais comumente utilizada nos estudos isotópicos, por serem os isótopos mais abundantes (SEAL, 2006). A composição isotópica $\delta^{34}\text{S}$ dos materiais é calculada usando o padrão de referência internacional Vienna-CDT (VCDT), adotado em substituição ao padrão previamente usado de enxofre de troilita do meteorito *Canyon Diablo* (CDT – *Canyon Diablo Troilite*).

Variações isotópicas de enxofre podem ocorrer através de dois tipos de fracionamento: troca isotópica e redução de sulfato.

O fracionamento por troca isotópica se dá quando uma reação química atinge o equilíbrio, onde alguns minerais concentram os isótopos mais pesados, enquanto outros minerais concentram os mais leves. Experimentos demonstram a coexistência entre sulfetos com $\delta^{34}\text{S}$ enriquecidos e sulfetos com $\delta^{34}\text{S}$ empobrecidos, o que mostra haver distribuição desigual dos isótopos nos minerais quando a reação atinge o equilíbrio (ALLÈGRE, 2008).

O fracionamento por redução de sulfato pode ocorrer de duas formas (SHARP, 2017):

- 1) Redução assimilatória, em micro-organismos autotróficos onde o enxofre é incorporado em proteínas, resultando em pequenos fracionamentos, com sedimentos marinhos podendo apresentar empobrecimento de até -5% em relação ao oceano.
- 2) Redução dissimilatória ou redução bacteriana de sulfato, realizado por micro-organismos heterotróficos que tem ganho de energia por oxidação de carbono ou hidrogênio concomitantemente à redução do sulfato, que dá origem a sulfetos fracionados. Baixas taxas de redução de sulfato geram fracionamento entre -20% a -46% ; altas taxas de redução de sulfato geram fracionamentos de aproximadamente -10% . A diferença de taxa de redução pode ser controlada pela disponibilidade de compostos orgânicos dissolvidos, ou pela concentração de sulfatos, ou mesmo pela variação de temperatura.

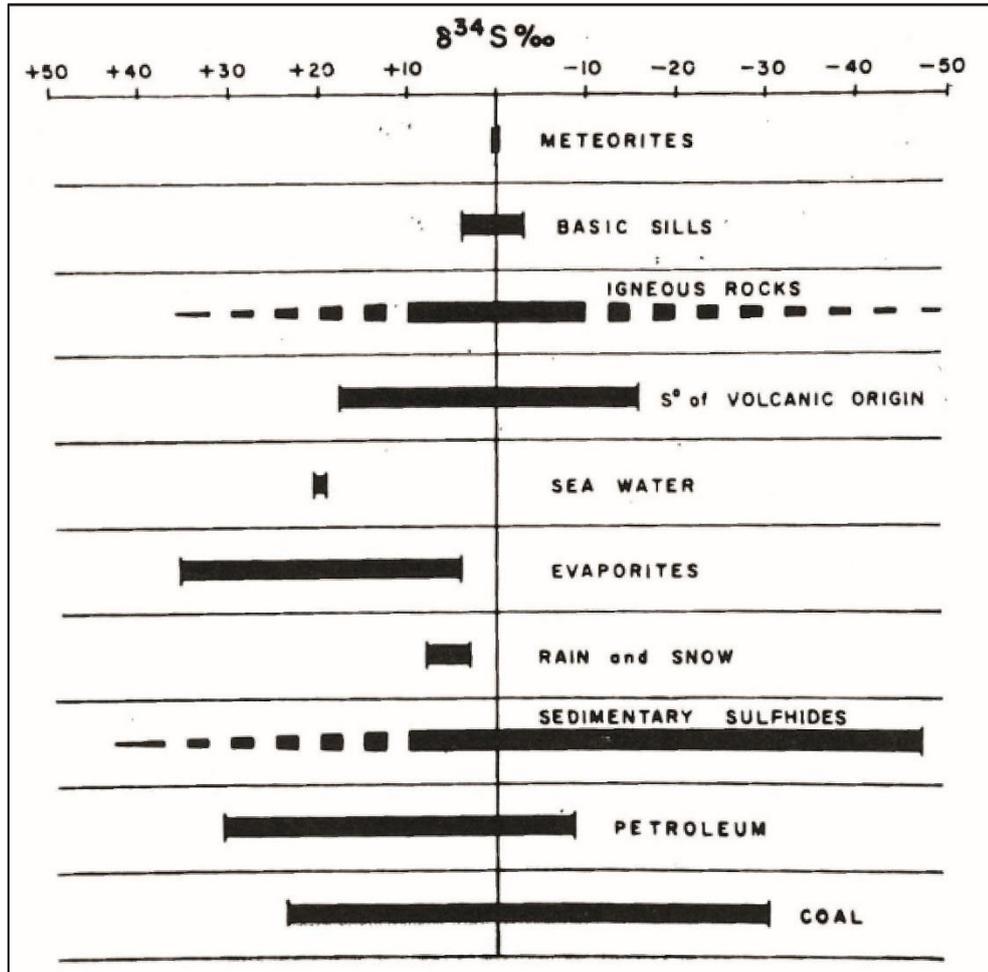
Além da redução de sulfato promovida por ação de bactérias, pode haver a reoxidação dos sulfetos para estados de oxidação intermediários (sulfitos, tiosulfato e enxofre livre), o que gera condições para uma maior empobrecimento em ^{34}S , resultando em $\delta^{34}\text{S}$ ainda menores do que os esperados pelos fracionamentos originais. Este processo é chamado desproporção do enxofre (HOEFS, 2015).

O enxofre no sistema magmático pode existir de quatro formas: dissolvido no magma, como líquido de sulfeto imiscível, fase gasosa, ou em minerais de sulfeto e sulfato.

Presumindo valores $\delta^{34}\text{S}$ próximos a zero para enxofre de fonte mantélica (THODE, 1970), desvios desse valor podem estar relacionados aos processos de reciclagem de crosta subduzida e fracionamento na segregação manto-núcleo (CABRAL et al., 2013). Degaseificação magmática pode levar a enriquecimento de ^{34}S , resultando em valores $\delta^{34}\text{S}$ maiores do que os esperados para rochas magmáticas (DE MOOR et al., 2010; MANDEVILLE et al., 2009), porém esse processo é esperado apenas para sistemas vulcânicos.

Rochas básicas geralmente têm composições isotópicas muito próximas a zero (SHIMA; GROSS; THODE, 1963; THODE, 1970), o que reflete a composição proveniente de sua fonte mantélica (Figura 9).

Figura 9 – Composições isotópicas de enxofre para importantes reservatórios geológicos



Legenda: Composições isotópicas para sulfatos evaporíticos, água do mar, rochas sedimentares, rochas metamórficas, rochas graníticas e rochas basálticas, respectivamente.

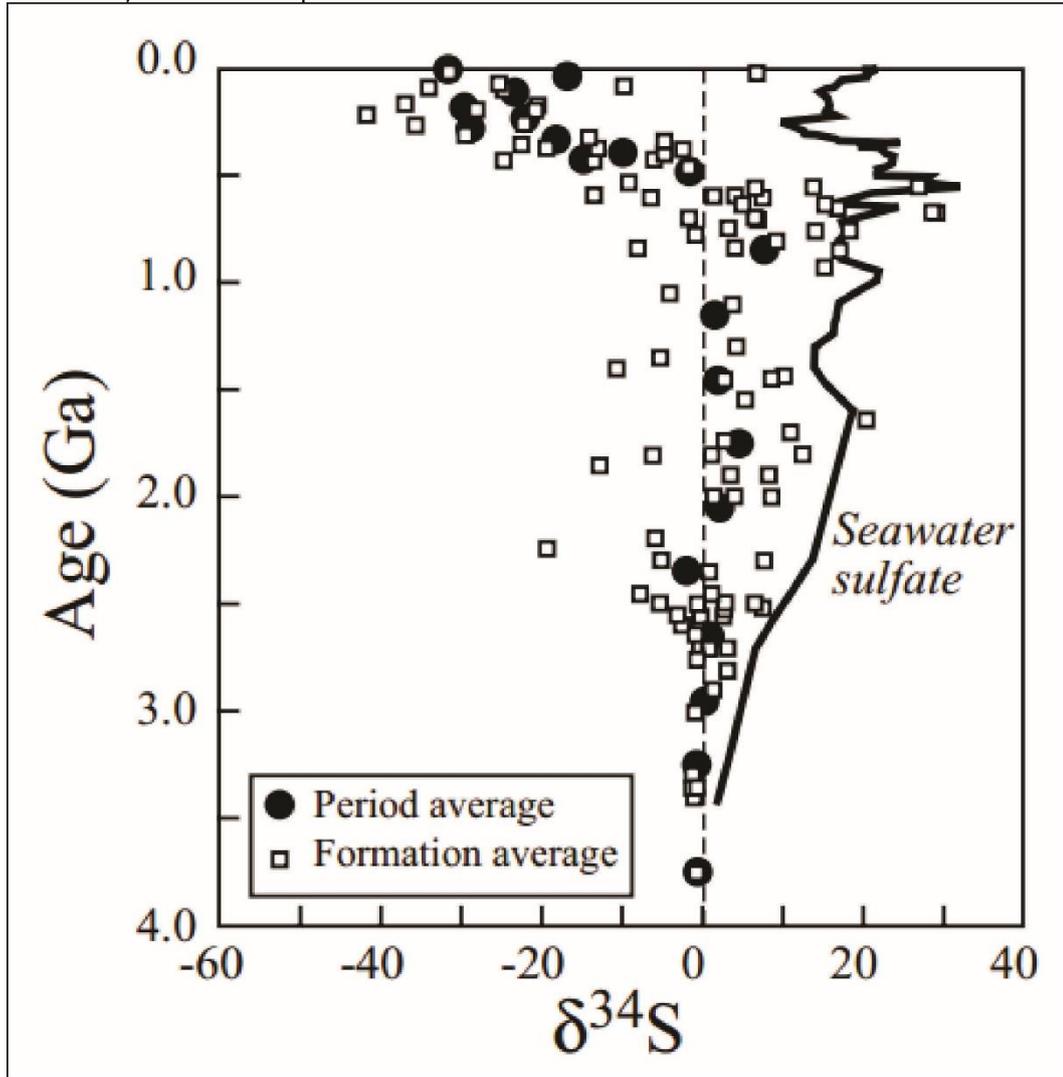
Fonte: THODE, 1970.

Sulfetos de rochas sedimentares marinhas ocorrem com uma grande variação de composições isotópicas $\delta^{34}\text{S}$, dada a variabilidade da intensidade do fracionamento, que é principalmente controlada pela ação bacteriana.

Em evaporitos, os sulfatos não sofrem fracionamento, portanto sua composição isotópica reflete a composição isotópica das águas marinhas onde foram formados (CLAYPOOL et al., 1980). Assim, a curva da variação secular da composição isotópica de sulfatos estabelece a variação da composição $\delta^{34}\text{S}$ das águas marinhas ao longo do tempo geológico.

A Figura 10 mostra a variação secular das composições $\delta^{34}\text{S}$ para esses tipos de rocha.

Figura 10 – Variação secular $\delta^{34}\text{S}$ para sulfetos e sulfatos marinhos



Legenda: A linha preta representa a curva da variação secular $\delta^{34}\text{S}$ para sulfatos, ou seja, para água marinha. Os pontos pretos e quadrados representam composições $\delta^{34}\text{S}$ para sulfetos marinhos.

Fonte: SEAL, 2006.

A maioria dos depósitos mundiais de sulfetos de Ni-Cu, exibem composições isotópicas nos sulfetos com valores anormalmente distanciando-se de zero, o que é interpretado como resposta à contaminação por rochas crustais que alteram a assinatura isotópica $\delta^{34}\text{S}$ das rochas desses depósitos (BARNES; LIGHTFOOT, 2005; NALDRETT, 2004).

1.4 Geoquímica de rochas básicas: evolução magmática e contaminação crustal

Segundo Le Maitre (2002), o critério de classificação química de rochas ígneas estabelece a separação entre rochas ultrabásicas e básicas em 45% de SiO₂, e entre rochas básicas e intermediárias em 52% SiO₂. Quanto à classificação petrográfica, as rochas ultrabásicas possuem mais do que 90% de minerais máficos. No entanto Nockolds (1954) e Best (1982) e composições químicas médias para diversos tipos de rochas plutônicas (Tabela 2) e mostram que algumas rochas ultrabásicas podem conter até 46% de SiO₂ e que o teor de MgO é variável indo de 12% em hornblenditos e 16% em piroxenitos até 38% em dunitos.

Tabela 2 – Composição química média de elementos maiores para rochas máficas e ultrabásicas

| | Basalto ¹ | Gabro ² | Norito ¹ | Hornblendito ² | Piroxenito ¹ | Peridotito ¹ | Dunito ¹ |
|------------------------------------|----------------------|--------------------|---------------------|---------------------------|-------------------------|-------------------------|---------------------|
| SiO₂ | 40.2 | 48.36 | 50.44 | 42.00 | 46.27 | 42.26 | 38.29 |
| TiO₂ | 1.84 | 1.32 | 1 | 2.86 | 1.47 | 0.63 | 0.09 |
| Al₂O₃ | 15.74 | 16.84 | 16.28 | 11.39 | 7.16 | 4.23 | 1.82 |
| FeO | 10.54 | 10.21 | 9.38 | 14.95 | 11.02 | 9.83 | 12.61 |
| MnO | 0.2 | 0.18 | 0.14 | 0.24 | 0.16 | 0.41 | 0.71 |
| MgO | 6.73 | 8.06 | 8.73 | 12.35 | 16.04 | 31.24 | 37.94 |
| CaO | 9.47 | 11.07 | 9.41 | 11.31 | 14.08 | 5.05 | 1.01 |
| Na₂O | 2.91 | 2.26 | 2.26 | 1.80 | 0.92 | 0.49 | 0.2 |
| K₂O | 1.1 | 0.56 | 0.7 | 0.84 | 0.64 | 0.34 | 0.08 |
| P₂O₅ | 0.35 | 0.24 | 0.15 | 0.33 | 0.38 | 0.1 | 0.2 |
| Mg# | 56 | 61 | 65 | 62 | 74 | 86 | 86 |

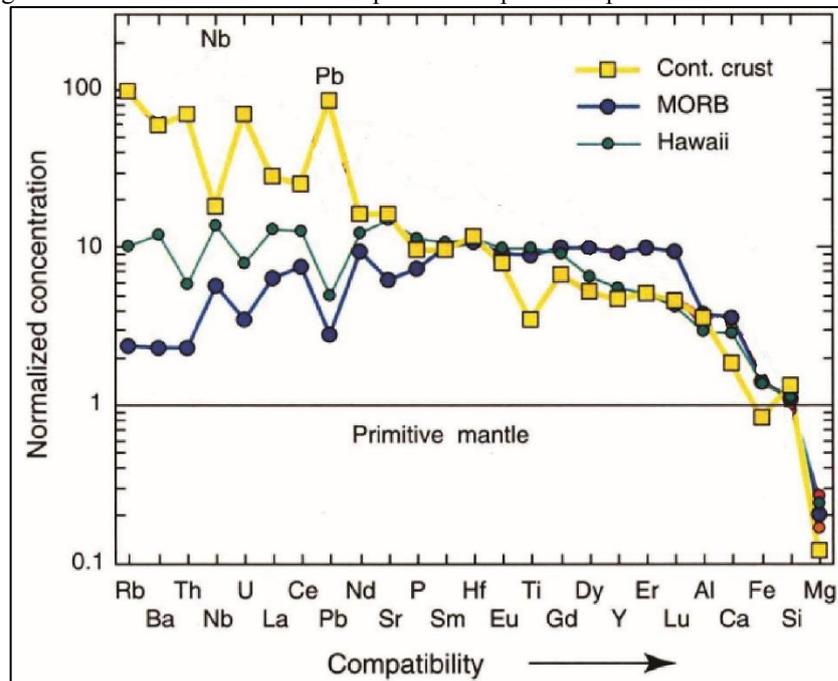
Fonte: ¹BEST, 1982; ²NOCKOLDS, 1954

Rochas cumuláticas são formadas em sistemas magmáticos básicos e ultrabásicos, estando condicionadas aos ambientes tectônicos de ocorrências de rochas basálticas. Desta forma, cumulados podem estar associados a ambientes convergentes (arcos magmáticos), ambientes divergentes (*Mid-ocean ridge basalts* – MORB, riftes intracontinentais e bacias *back-arc*) e ambientes intraplaca (*Ocean island basalts* – OIB) (GILL, 2014).

De acordo com Hofmann (1997), todos os tipos de rochas crustais são enriquecidos em elementos incompatíveis em relação ao manto primitivo. Rochas de crosta continental apresentam marcantes anomalias negativas de Nb e positivas de Pb, além de sutil anomalia negativa de Ti. O inverso desse padrão, ou seja, anomalias positivas de Nb e negativas de Pb, é observado em rochas de crosta oceânica (MORB e OIB), explicado pela sua formação a partir

de fusão de rochas mantélicas previamente empobrecidas pela extração de crosta continental (Figura 11).

Figura 11 Spidergram multielementar normalizado para manto primitivo para crosta continental, MORB e OIB



Legenda: Cont. crust = crosta continental; Hawaii = OIB

Fonte: Modificado de HOFMANN, 1997.

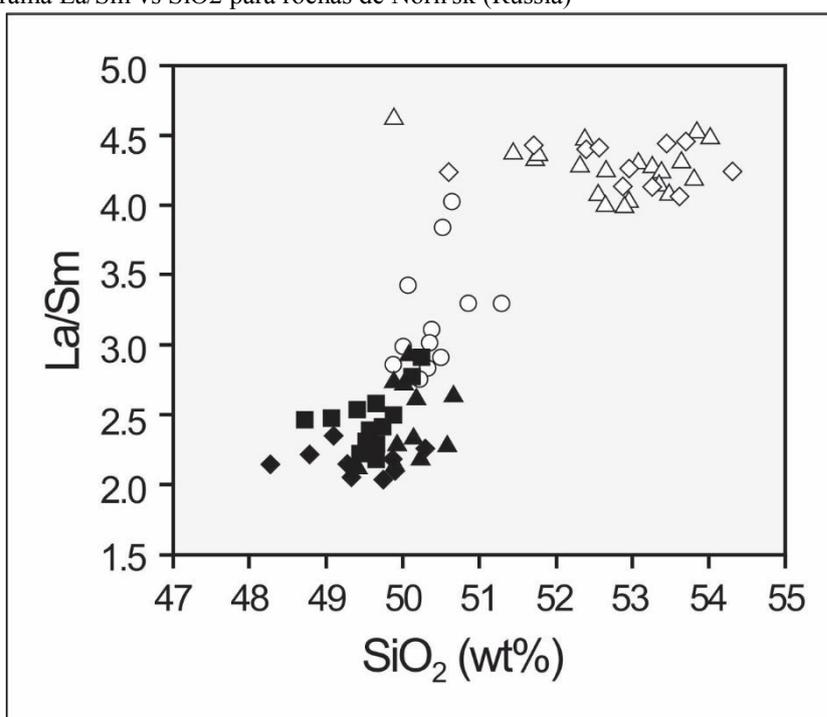
Diagramas bivariantes podem ser usados para evidenciar trends evolutivos e contaminação crustal, ao fixar em um dos eixos os valores de SiO_2 (diagramas de Harker), MgO ou número de Mg ($\text{Mg}\#$). Rollison (1993) indica que os diagramas com MgO no eixo x são mais apropriados para séries que incluam membros básicos, já que o MgO é um importante componente das fases sólidas em equilíbrio com magma desta composição. Além disso, estes diagramas evidenciam fusão parcial e cristalização fracionada. O $\text{Mg}\#$, que expressa a relação Mg-Fe , é útil como indicador de cristalização fracionada em magmas basálticos, devido à tendência ao progressivo enriquecimento em Mg nos minerais ferromagnesianos em relação ao magma residual.

O padrão de elementos terras-raras (ETR) no diagrama normalizado com manto primitivo é um bom indicador de ambiente tectônico de rochas básicas. Assim, rochas de crosta oceânica tendem a apresentar padrão mais achatado, enquanto rochas de arco tendem a apresentar padrão fracionado. A presença, na fonte magmática, de minerais que acomodam ETRs pesados geram fracionamento de ETR leves no magma básico. Assim, granada e hornblenda geram forte fracionamento, enquanto clinopiroxênio gera leve fracionamento (WILSON, 1989). Anomalias de Eu são controladas pela presença de plagioclásio na fonte

(ROLLISON, 1993). Magmas parentais com alto teor de MgO geram líquidos basálticos com alto conteúdo de Ni (250-300 ppm), seguindo a capacidade de substituição do Ni^{+2} pelo Mg^{+2} nos minerais (NALDRETT, 2004).

Avaliando a necessidade de contaminação crustal para constituição do sistema metalogenético Ni-Cu em sulfetos, Naldrett (2004) estabelece um indicador simples, porém, não conclusivo, através da plotagem de La/Sm versus SiO_2 . O diagrama foi utilizado para as rochas Tuklonsky (não contaminadas) e para as rochas Nadezhdinsky (contaminadas) de Noril'sk (Figura 12).

Figura 12 – Diagrama La/Sm vs SiO_2 para rochas de Noril'sk (Russia)

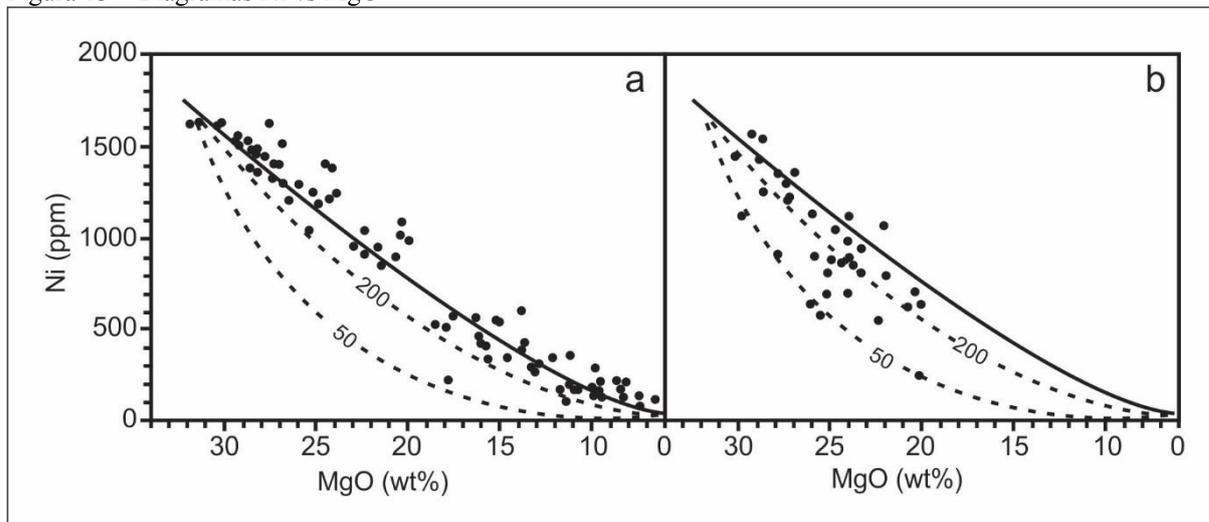


Legenda: Separação entre rochas que sofreram contaminação crustal (branco) e rochas não-contaminadas (preto). Além do teor mais elevado de SiO_2 (>50%), as rochas contaminadas exibem maior razão La/Sm (>2,6).
Fonte: NALDRETT, 2004.

Por fim, o enriquecimento de alguns metais no líquido de sulfeto segregado gera como consequência empobrecimento desses elementos no magma. Para detectar a ocorrência desse processo para sulfetos de Ni-Cu, o elemento mais útil é o Ni, devido a três fatores: possuir alto coeficiente de partição entre sulfetos e silicatos; alta quantidade nos magmas, que o torna mais facilmente detectável; constante presença nos sistemas magmáticos (NALDRETT, 2004). Em um sistema magmático onde não há segregação de líquido de sulfeto, o conteúdo de Ni deve ser proporcional ao conteúdo de MgO, plotando próximo à curva de composição para um processo normal de diferenciação (Figura 13.a). Quando ocorre a segregação de líquido de

sulfeto, o Ni é removido do magma silicático, devido ao seu alto coeficiente de partição, plotando assim valores fora da curva (Figura 13.b).

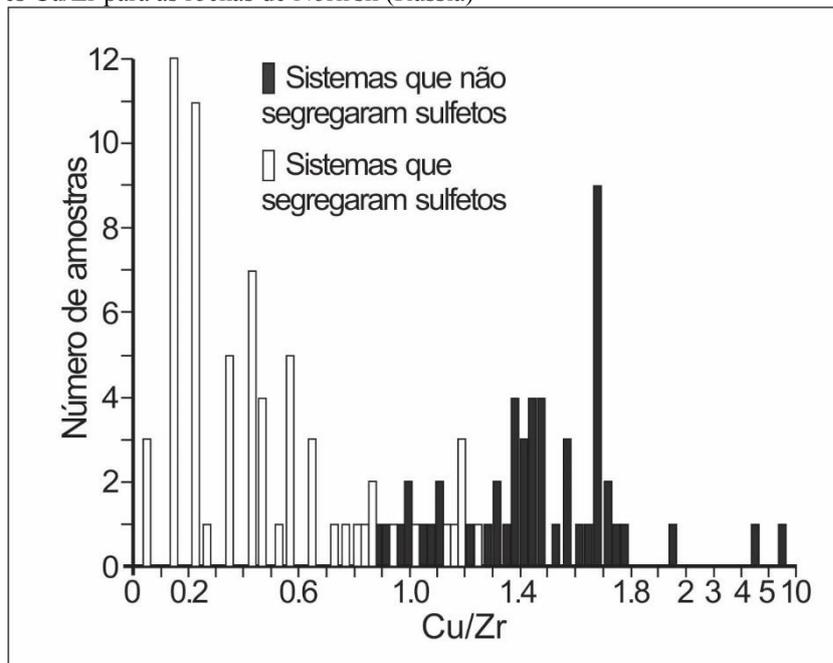
Figura 13 – Diagramas Ni vs MgO



Legenda: (a) sistemas que não tiveram segregação de sulfeto; (b) sistemas com segregação de sulfetos e consequente incorporação de Ni nas fases sulfetadas. Os valores numéricos nas curvas tracejadas representam as razões entre presença de olivina e de sulfetos segregados. Quanto menor o valor representado na curva, maior a presença de sulfetos segregados no sistema. Acima da curva de traço contínuo o magma é insaturado.
Fonte: NALDRETT, 2004.

Durante o processo de cristalização fracionada em magmas insaturados em sulfetos, aumenta-se proporcionalmente as concentrações Cu e Zr (razões Cu/Zr constantes) por ambos se comportarem como elementos incompatíveis. Quando há saturação e segregação de sulfeto, o Cu deixa de se comportar como incompatível e passa a ser removido progressivamente conforme aumenta a segregação de sulfetos (NALDRETT, 2004). Lightfoot et al. (1994 apud NALDRETT, 2004) apontam razões Cu/Zr entre 1 e 3 para rochas as quais não sofreram segregação de sulfetos, e razões Cu/Zr próximas ou menores que 1 para rochas cujo magma segregou sulfetos (Figura 14).

Figura 14 – Razões Cu/Zr para as rochas de Noril'sk (Russia)



Legenda: Razões Cu/Zr < 1 para sistemas onde houve segregação de sulfetos.
 Fonte: NALDRETT, 2004.

Essa ferramenta é melhor usada quando as razões são obtidas em rochas não-mineralizadas associadas às rochas mineralizadas e que, portanto, tem baixo volume de sulfetos, que estavam acumulados em outra região da câmara magmática. Por outro lado, em amostras da zona mineralizada, as razões Cu/Zr devem ter valores relativamente muito altos devido à maior concentração de Cu nos sulfetos.

2 GEOLOGIA E PETROGRAFIA DO CORPO DO CÓRREGO DO OLIVEIRA E SUAS ROCHAS ENCAIXANTES

Na área de estudo ocorrem dois terrenos tectônicos da Faixa Ribeira, os terrenos Oriental e Ocidental, limitados pelo CTB. O CCO está alojado em rochas do Terreno Oriental, mas uma de suas extremidades corta, pelo menos aparentemente, o CTB, e pode ter uma continuidade, ainda não mapeada, no Terreno Ocidental.

2.1 Rochas encaixantes

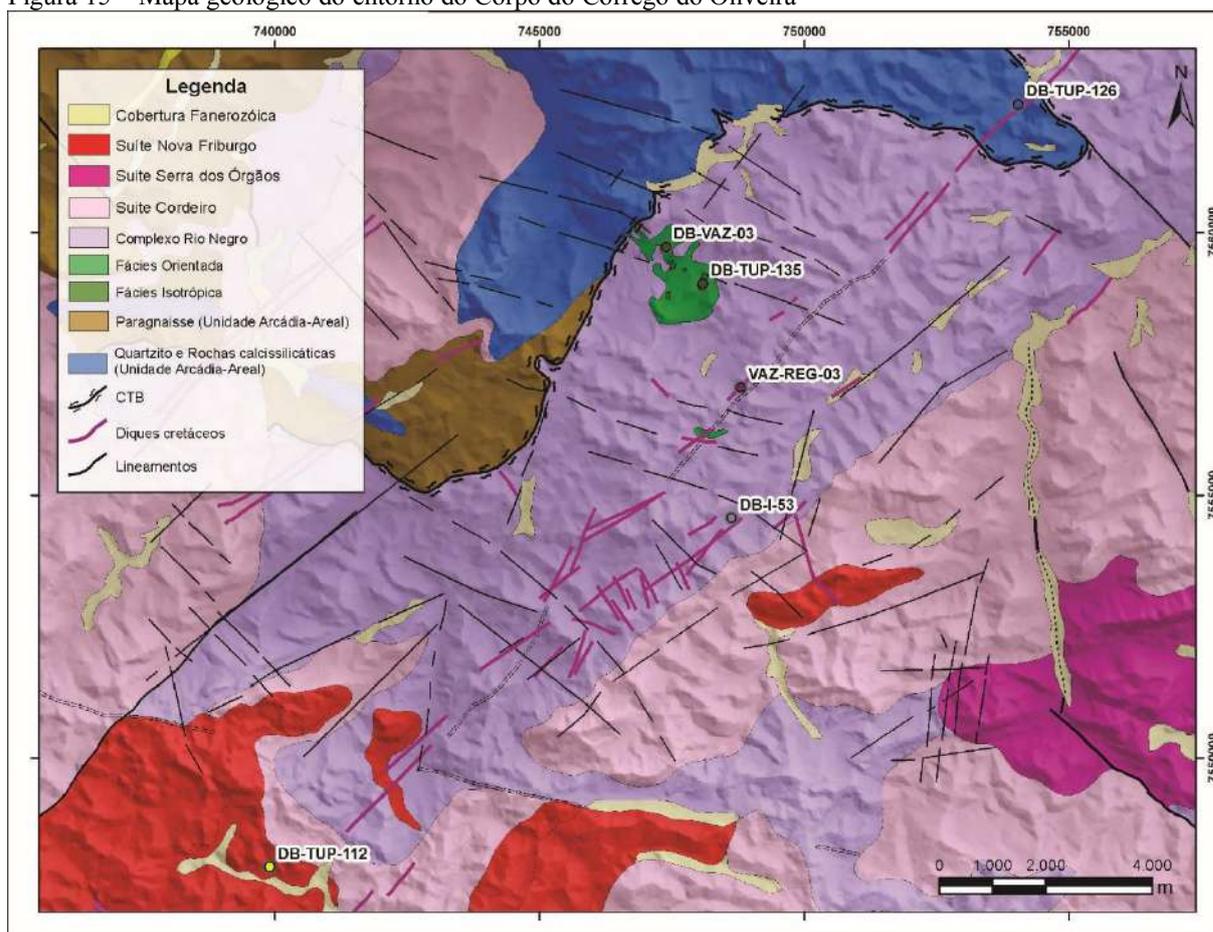
O corpo máfico-ultramáfico estudado está encaixado em rochas do CRN próximo ao contato tectônico com rochas da SMA (Figura 15).

O CRN pertence ao Terreno Oriental, que contém arcos magmáticos neoproterozóicos e bacias forearc e backarc, e é caracterizado, nas proximidades da área de estudo, por ortognaisses e granitóides que compõem o Arco Mágmató Rio Negro, gerado entre 630 e 600 Ma (TUPINAMBÁ, 1999; TUPINAMBÁ; TEIXEIRA; HEILBRON, 2012).

A SMA, inserida no Terreno Ocidental, é determinada por uma sucessão metassedimentar de margem passiva do paleocontinente São Francisco. É dividida em duas unidades: Granada-biotita gnaiss e Arcádia-Areal. Esta unidade, presente na área de estudo, é caracterizada por uma intercalação de quartzitos e rochas calcissilicáticas em camadas decimétricas, definindo um metarritmo.

As principais unidades que compõem o contexto geológico associado ao CCO serão descritas com bases em pontos de campo e lâminas petrográficas das rochas que tipificam as unidades: Gnaiss tonalítico do CRN (ponto: VAZ-REG-06, lâmina: VZ-16); Paragnaisse da UAA (ponto: DB-TUP-126, lâmina: VZ-10); Quartzito micáceo da UAA (ponto: DB-VAZ-31, lâmina: VZ-48); Rocha calcissilicática da UAA (ponto: DB-VAZ-20, lâmina: VZ-37); e diabásio de diques cretáceos (ponto: VAZ-REG-03; lâmina: VZ-06). Comentários sobre aspectos gerais das unidades observados em outros pontos no campo também serão feitos quando forem necessários.

Figura 15 – Mapa geológico do entorno do Corpo do Córrego do Oliveira



Legenda: Unidades litológicas do contexto geológico regional e localização dos pontos DB-VAZ-03, DB-TUP-135, DB-TUP-126, DB-TUP-112, DB-I-53, VAZ-REG-03

Fonte: Modificado de TUPINAMBÁ et al. 2009

2.1.1 Complexo Rio Negro (Terreno Oriental)

As rochas do CRN afloram em cortes de estrada, lajedos a meia encosta ou em encostas íngremes expondo paredões rochosos nos topos dos morros. São caracterizados por gnaisses tonalíticos com foliação bem marcada mergulhando em média 30° para NW. Em alguns pontos mais próximos ao contato com o CCO, a foliação deflete ora acompanhando ligeiramente o formato do corpo, ora acompanhando a foliação mais próxima do corpo. Associados aos gnaisses tonalíticos podem ocorrer gnaisses dioríticos e leucognaisses associados (Figura 16). O primeiro ocorre principalmente como enclaves e o segundo como intrusões.

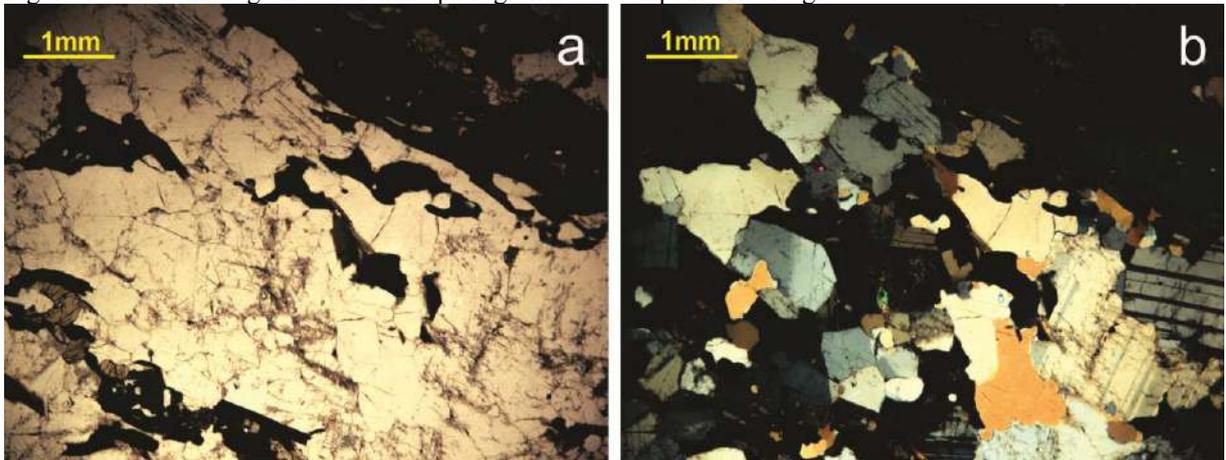
Figura 16 – Afloramento do Complexo Rio Negro no ponto DB-VAZ-43



Legenda: Gnaiss tonalítico com enclaves dioríticos e leucognaisse intrusivo.
Fonte: O autor, 2018

Análises petrográficas das lâminas dos ortognaisses tonalíticos (em especial a lâmina VZ-16) revelaram rocha com estrutura bandada e textura granolepidoblástica, com bandas máficas compostas por hornblenda (27%), biotita (12%), titanita (1%) e opacos, e bandas félsicas compostas por quartzo (17%) e plagioclásio (43%), configurando um biotita-hornblenda gnaiss tonalítico (Figura 17). A composição do plagioclásio, segundo método Michel-Levy, é $Ab_{39}An_{61}$ (andesina).

Figura 17 – Fotomicrografias de lâmina petrográfica do Complexo Rio Negro



Legenda: Alternância entre bandas máficas e félsicas do gnaiss tonalítico do Complexo Rio Negro. (a) nicóis paralelos, (b) nicóis cruzados

Fonte: O autor, 2018

2.1.2 Unidade Arcádia-Areal (Terreno Ocidental)

O ponto DB-TUP-126 é um grande afloramento em corte de estrada (Figura 18), onde se observa granada-biotita gnaiss migmatítico, com bandamento composicional dado pela alternância de bandas com predomínio de biotita e bandas com predomínio de minerais fêlsicos, com enclaves de rocha calcissilicática, aparentemente boudinados. Além disso, observam-se duas faixas xistosas, com uma presença maior de muscovita e sem biotita contendo indicadores cinemáticos NNW/SSE indicando topo para baixo, provavelmente se tratando de um plano de cisalhamento, onde houve remobilização de fluidos. Ocorrem também veios de quartzo contendo turmalina e sulfetos, que cortam o gnaiss, mas fora da zona xistosa. Aparentemente o veio está boudinado.

Figura 18 – Afloramento de paragnaisse da Unidade Arcádia-Areal em corte de estrada no ponto DB-TUP-126

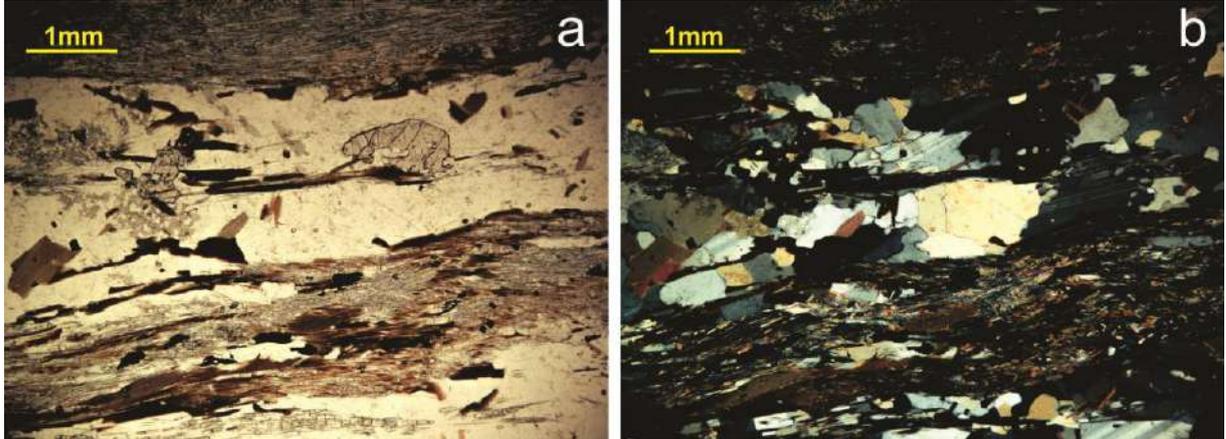


Fonte: O autor, 2018

Análise petrográfica da lâmina VZ-10 do afloramento DB-TUP-126 (Figura 19) mostra rocha com estrutura bandada, dada pela alternância de bandas micáceas com textura

lepidoblástica compostas por biotita (21%), muscovita (25%), granada (3%) e opacos (1%), e bandas com textura granoblástica compostas por quartzo (25%) e plagioclásio (25%), classificado como andesina.

Figura 19 - Fotomicrografias de lâmina petrográfica do paragnaisse da Unidade Arcádia-Areal



Legenda: Fotomicrografia da lâmina VZ-10 mostrando estrutura bandada com alternância de planos micáceos e planos granulares. (a) nicóis paralelos, (b) nicóis cruzados

Fonte: O autor, 2018

Na região, observa-se ocorrência de intercalações centimétricas de quartzitos e rochas calcissilicáticas da UAA, que aflora em cortes de estrada e lajedos em drenagens a norte do CTB ao longo da estrada noroeste-sudeste que corta o CCO (Figura 20).

Figura 20 – Afloramento DB-VAZ-29 de quartzitos e calcissilicáticas da Unidade Arcádia-Areal

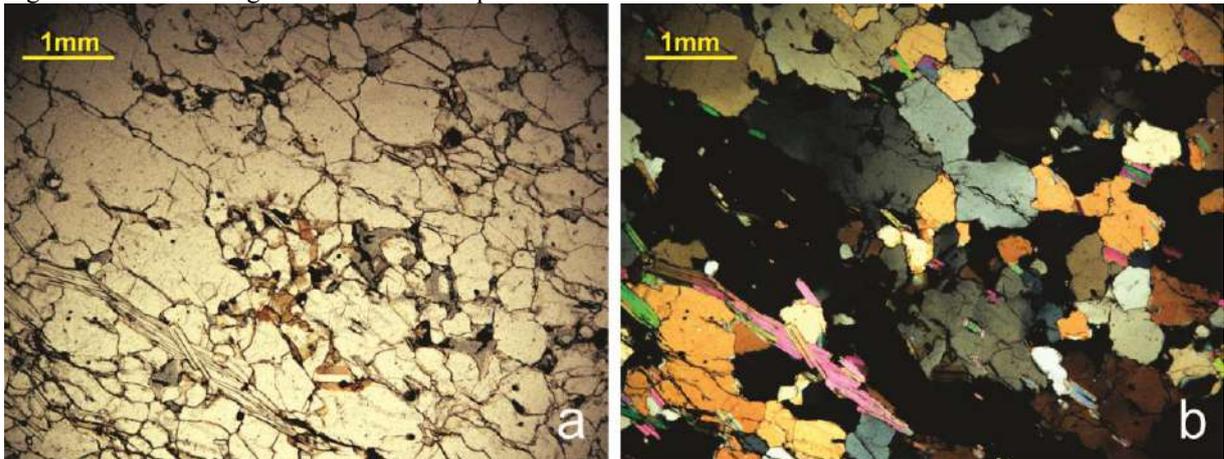


Legenda: Afloramento em corte de estrada exibindo alternância em camadas centimétricas de quartzito e rocha calcissilicática da Unidade Arcádia-Areal
Fonte: O autor, 2018

As rochas quartzíticas predominam em alguns pontos, compondo bandas mais expressivas do que as rochas calcissilicáticas. No ponto DB-VAZ-31, ocorre afloramento em lajedo a meia encosta de quartzito micáceo com foliação $328^{\circ}/37^{\circ}$, concordante com a foliação dos ortognaisses do CRN.

A lâmina VZ-48 do ponto DB-VAZ-31 (Figura 21) mostra quartzito micáceo com textura predominantemente granoblástica composto por quartzo, muscovita e rutilo. A muscovita ocorre em raros cristais orientados em uma direção preferencial inclusa nos cristais de quartzo, assim como o rutilo, ou nos contatos entre eles.

Figura 21 – Fotomicrografias de lâmina de quartzito micáceo da Unidade Arcádia-Areal



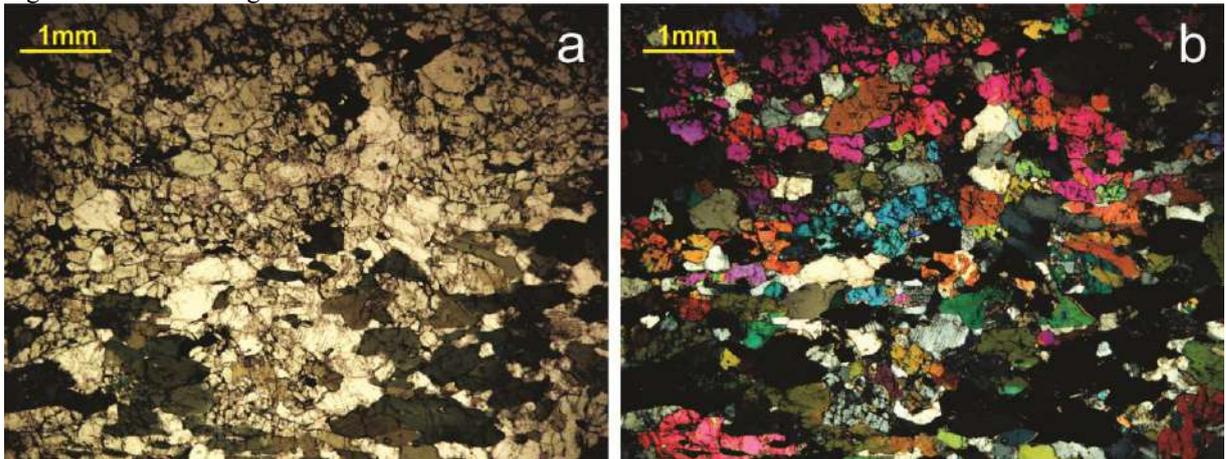
Legenda: Lâmina VZ-48 mostrando quartzito micáceo da Unidade Arcádia-Areal contendo rutilo (pequenos cristais escuros com nicóis paralelos) e cristais orientados de muscovita (cristais orientados e com cores de interferência de verde a rosa claro com nicóis cruzados). (a) nicóis paralelos, (b) nicóis cruzados

Fonte: O autor, 2018

Associadas ao quartzito, as rochas calcissilicáticas ocorrem em finas bandas em cortes de estrada, porém abundantes blocos deste tipo são encontrados a meia encosta e nas pequenas drenagens na região de ocorrência do CCO mais próximo ao CTB. Ocorrem como rochas verdes com predominância de minerais félsicos de cor esverdeada sobre os minerais máficos. Em diversos blocos observa-se marcante presença de sulfetos.

Análise petrográfica da lâmina VZ-37, revela rocha composta por uma banda com predominância de hornblenda associada a bandas com predominância de quartzo e plagioclásio, ambas contendo outros minerais associados. A banda com predominância de hornblenda também contém plagioclásio, quartzo, clinopiroxênio e titanita, e apresenta estrutura foliada dada pela orientação preferencial dos minerais máficos. As bandas com predominância de quartzo e plagioclásio também contém clinopiroxênio, titanita e granada. Os minerais máficos, nessas bandas mais félsicas ocorrem em agrupamentos orientados paralelamente à foliação definida na banda máfica (Figura 22). Os sulfetos estão disseminados em ambas as bandas.

Figura 22 – Fotomicrografias da lâmina da rocha calcissilicática da Unidade Arcádia-Areal

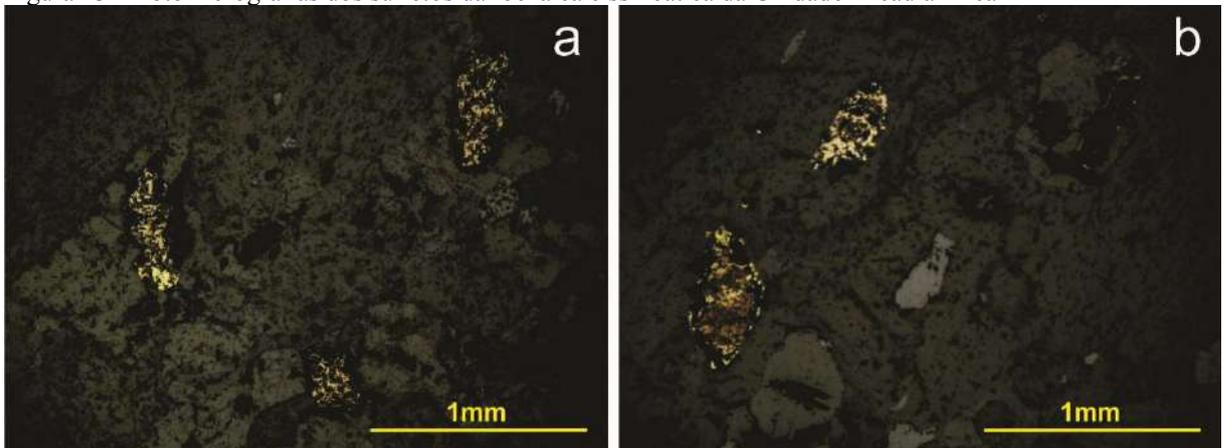


Legenda: Lâmina VZ-37 da rocha calcissilicática. A parte de baixo da imagem mostra parte da porção orientada de minerais máficos. (a) nicóis paralelos, (b) nicóis cruzados

Fonte: O autor, 2018

Os sulfetos ocorrem em cristais alongados paralelos à foliação. Sob a luz refletida, são identificados duas diferentes tonalidades de amarelo ou intensidade de reflectância, que ocorrem associados como fases minerais individuais em um mesmo grão de sulfeto (Figura 23). O primeiro, de cor amarelo ouro e reflectância alta e o segundo de cor amarelo pálido e reflectância muito alta. Este último é o que predomina entre os sulfetos, estando o outro tipo associado a este. As características petrográficas sob luz refletida indicam que tais sulfetos podem ser calcopirita e pirrotita, respectivamente.

Figura 23 – Fotomicrografias dos sulfetos da rocha calcissilicática da Unidade Arcádia-Areal



Legenda: Fotomicrografia de luz refletida (a) e (b) da lâmina VZ-37, mostrando os sulfetos com diferentes características de reflectância

Fonte: O autor, 2018

2.2 Diques Cretáceos

Encaixados, principalmente nos ortognaisses do CRN, porém também com evidências de relações intrusivas com as rochas do CCO (TUPINAMBÁ, 1999; CONCEIÇÃO et al. 1997), são descritos enxame de diques toleíticos cretáceos de orientação NE-SW. Datações K-Ar em dique que corta o CCO definiu idade de 126 ± 2 Ma (CONCEIÇÃO et al. 1997). Em campo, ocorrem principalmente como blocos de diabásio de granulação média alinhados em cristas mais ou menos retilíneas de extensão métricas (Figura 24). A susceptibilidade magnética dessas rochas é em média 180×10^{-3} SI.

Figura 24 – Blocos de diabásio alinhados em crista no ponto VAZ-REG-03



Fonte: O autor, 2018

A lâmina VZ-06 do ponto VAZ-REG-03 representa uma rocha de estrutura maciça, composta por cristais ripiformes de plagioclásio e cristais euédricos de piroxênio em textura ofítica, além de minerais opacos de forma hexagonais, identificados como magnetita.