



UFOP

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE
OURO PRETO
ESCOLA DE MINAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**



PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM EVOLUÇÃO CRUSTAL
E RECURSOS NATURAIS

Petrogênese/Depósitos Minerais/Gemologia

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Estudo mineraloquímico e mineralográfico de metaultramafitos e
metamafitos da porção meridional do Cráton São Francisco

por

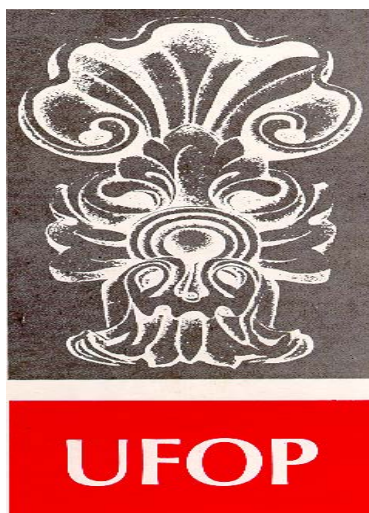
Débora Elisa dos Santos

Orientador: Maurício Antônio Carneiro

Co-Orientador: Marcos Tadeu de Freitas Suíta

Ouro Preto
Outubro/2015

**ESTUDO MINEROQUÍMICO E MINEROGRÁFICO DE
METAULTRAMAFITOS E METAMAFITOS DA PORÇÃO
MERIDIONAL DO CRÁTON SÃO FRANCISCO**



FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO

Reitor

Marcone Jamilson Freitas Souza

Vice-Reitor

Célia Maria Fernandes Nunes

Pró-Reitor de Pesquisa e Pós-Graduação

Valdei Lopes de Araújo

ESCOLA DE MINAS

Diretor

Issamu Endo

Vice-Diretor

José Geraldo Arantes de Azevedo Brito

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

Chefe

Antônio Luciano Gandini



EVOLUÇÃO CRUSTAL E RECURSOS
NATURAIS

CONTRIBUIÇÕES ÀS CIÊNCIAS DA TERRA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

ESTUDO MINEROQUÍMICO E MINEROGRÁFICO DE METAULTRAMAFITOS E METAMAFITOS DA PORÇÃO MERIDIONAL DO CRÁTON SÃO FRANCISCO

Débora Elisa dos Santos

Orientador

Maurício Antônio Carneiro

Co-orientador

Marcos Tadeu de Freitas Suíta

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais do Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial à obtenção do Título de Mestre em Ciências Naturais, Área de Concentração: Petrogênese/ Depósitos Minerais/Gemologia.

OURO PRETO

2015

Universidade Federal de Ouro Preto – <http://www.ufop.br>
Escola de Minas - <http://www.em.ufop.br>
Departamento de Geologia - <http://www.degeo.ufop.br/>
Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais
Campus Morro do Cruzeiro s/n - Bauxita
35.400-000 Ouro Preto, Minas Gerais
Tel. (31) 3559-1600, Fax: (31) 3559-1606 e-mail: pgrad@degeo.ufop.br

Os direitos de tradução e reprodução reservados.

Nenhuma parte desta publicação poderá ser gravada, armazenada em sistemas eletrônicos, fotocopiada ou reproduzida por meios mecânicos ou eletrônicos ou utilizada sem a observância das normas de direito autoral.

ISSN
Depósito Legal na Biblioteca Nacional
Edição 1ª

Catálogo elaborado pela Biblioteca Prof. Luciano Jacques de Moraes do
Sistema de Bibliotecas e Informação - SISBIN - Universidade Federal de Ouro Preto

S237e Santos, Débora Elisa dos.
Estudo mineralógico e mineralógico de metaultramafitos e metamafitos da porção meridional do Cráton São Francisco [manuscrito] / Débora Elisa dos Santos. - 210f.
103f.: il.: color; tabs.

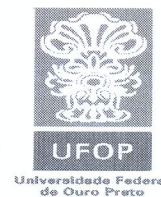
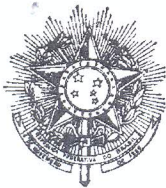
Orientador: Prof. Dr. Maurício Antônio Carneiro.
Coorientador: Prof. Dr. Marcos Tadeu de Freitas Suíta.

Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de Minas. Departamento de Geologia. Programa de Pós Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais.
Área de Concentração: Petrogênese.

1. Sulfetos. 2. Mineralogia. 3. Geoprocessamento. I. Carneiro, Maurício Antônio. II. Suíta, Marcos Tadeu de Freitas . III. Universidade Federal de Ouro Preto. IV. Título.

CDU: 549:528.8

Catálogo: www.sisbin.ufop.br



ATA DA REUNIÃO DA BANCA EXAMINADORA DA DISSERTAÇÃO DE MESTRADO INTITULADA:

“Estudo Mineralógico e mineralógico de metalultramafitos da Porção meridional do Cráton São Francisco.”

APRESENTADA POR : DÉBORA ELISA DOS SANTOS

As 14:40 horas do dia 20 de maio de 2015, no Auditório I (hum) do DEGEO/EM/UFOP, deu-se início à defesa pública da dissertação acima referida pela candidata ao grau de mestre Débora Elisa dos Santos. A apresentação durou 28 (vinte e oito) minutos, passando-se, a seguir, à arguição pelos membros da banca examinadora abaixo relacionados, durante a qual a candidata demonstrou domínio do tema e um nível de conhecimento compatível com a titulação pretendida. A seguir, em reunião secreta, a banca examinadora decidiu aprovar a candidata por unanimidade. De acordo com o Art. 45, parágrafo único, do Regulamento do PPGE/CRN, a candidata deverá apresentar ao orientador, num prazo de trinta dias, os volumes finais da dissertação com os ajustes sugeridos pelos membros da banca examinadora para o recebimento de grau de mestre.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Marcos Tadeu de Freitas Suito
Presidente

Prof. Dr. Maurício Antônio Carneiro

Prof. Dr. César Fonseca Ferreira Filho

Ouro Preto, 20 de maio de 2015

Agradecimentos

Gostaria de expressar meus agradecimentos às seguintes pessoas:

Em primeiro lugar, a Deus por me proporcionar, através desse desafio, a oportunidade de mudanças profundas em meu modo de agir pessoal e profissional.

Aos meus orientadores Prof. Dr. Maurício Antônio Carneiro e Prof. Dr. Marcos Tadeu de Freitas Suita, pelos ensinamentos, orientação durante a elaboração desta dissertação de mestrado e, principalmente, pelo incentivo a conclusão da mesma.

Aos demais professores do Departamento de Geologia da UFOP, pelo ensinamento das bases do conhecimento geológico.

Aos Geólogos Mestres e Doutores Luís Emanuel Alexandre Goulart, Edgar Medeiros, Thaís Motta Veiga, Gabriela Fonseca, Thiago Rocha pelas críticas e discussões geológicas.

Aos amigos e colegas Lopaguianos – Lucas Leão (Xixi), Sérgio Yngor (Kofrinho), Hugo Moreira, Alisson Pietro Santos, Eder Fonseca Silva e Flávia Jiamelaro – pelo auxílio e convívio.

A minha mãe Fátima Fernandes e irmão Thiago Fernandes que me apoiaram nos momentos mais difíceis dessa caminhada.

Enfim, agradeço a todas as pessoas que contribuíram de forma direta ou indireta para a realização deste trabalho e que, por ventura, eu não tenha me lembrado de mencionar aqui.

Agradeço, ainda, ao Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto, pela infraestrutura e apoio dispensado à realização deste trabalho.

*...Tudo tem seu tempo determinado,
E há tempo para todo propósito debaixo do céu
(Eclesiastes 3:1)*

Sumário

Agradecimentos	viii
Sumário	x
Índice de figuras	xiii
Índice de tabelas	xvii
Resumo	xix
Abstract	xxi
CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO	1
1.1 Considerações gerais e objetivos.....	1
1.2 Localização e vias de acesso	1
1.3 Metodologia	2
1.3.1 Revisão bibliográfica da área de estudo	2
1.3.2 Confeção do banco de dados	3
1.3.3 Tratamento digital de imagens	4
1.3.4 Trabalho de campo.....	4
1.3.5 Petrografia e minerografia.....	6
1.3.6 Litogeoquímica.....	6
1.3.7 Química mineral.....	8
CAPÍTULO 2 - CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	11
2.1 Cráton São Francisco meridional	11
2.1.1 Complexo metamórfico Campo Belo.....	12
2.1.2 Supracrustais do Cráton São Francisco meridional.....	14
CAPÍTULO 3 - UTILIZAÇÃO DE TÉCNICAS DE PROCESSAMENTO DIGITAL NA AVALIAÇÃO DO POTENCIAL METALOGENÉTICO DAS SUÍTES ÍGNEAS ULTRAMÁFICAS QUE AFLORAM NA PORÇÃO MERIDIONAL DO CRATÓN SÃO FRANCISCO	19
3.1 Introdução.....	19
3.2 Contexto geológico	19
3.2 Materiais e métodos.....	20
3.3 Resultados	23
3.4 Discussão.....	30
3.5 Conclusões	34
CAPÍTULO 4 - AMBIENTE TECTÔNICO E METALOGÊNESE DAS SUÍTES ÍGNEAS RIBEIRÃO DOS MOTAS E CLÁUDIO, CRÁTÓN SÃO FRANCISCO MERIDIONAL	36
4.1 Introdução.....	36
4.1.1 Contexto geológico regional	37

4.2 Resultados	38
4.2.1 Petrografia e minerografia da SIRM.....	38
4.2.2 Petrografia e minerografia da SIC	42
4.2.3 Litogeoquímica e química mineral das rochas da SIRM e SIC	43
4.3 Discussão	55
4.4 Conclusões	61
CAPÍTULO 5 - CONSIDERAÇÕES FINAIS	62
5.1 O potencial metalogenético das suítes máfico-ultramáficas que afloram na porção meridional do Cráton São Francisco	62
5.1.1 Quanto ao magmatismo	62
5.1.2 Quanto à textura.....	62
5.1.3 Quanto às paragêneses minerais, fácies metamórficas e ocorrência de minerais metálicos	63
5.1.4 Quanto ao modelo evolutivo	63
5.1.5 Quanto à idade e ambiente geotectônico.....	64
5.1.6 Quanto à integração de dados geológicos, geofísicos, de imagens de satélite, litogeoquímicos e mineroquímicos através do Sistema de Informação Geográfica (SIG).	65
5.2 Conclusões	66
5.2.1 Modelo petrogenético relacionado à gênese de fases sulfetadas na SIRM e seu respectivo potencial econômico	66
5.2.2 Modelo petrogenético relacionado à gênese de fases sulfetadas na SIC e seu respectivo potencial econômico	66
Referências.....	67
Anexos	76

Índice de figuras

- Figura 1.1** - Localização geográfica da área (GoogleMaps, 2011)
02
- Figura 1.2:** Mapa de pontos da área de estudo (GoogleMaps, 2011)
05
- Figura 2.1** - Mapa geológico da porção sul do Cráton São Francisco, que destaca a região do paleoproterozóicos indiscriminados; 2 = Supergrupo Rio das Velhas (Neoarqueano); 3 = Suíte metaultramáfica [Suíte Ígnea Ribeirão dos Motas (Neoarqueano)]; 5 = Granitóides neoarqueanos; 6 = Supergrupo Minas (Neoarqueano/Paleoproterozóico); 7 = Sequências do tipo “greenstone belt” paleoproterozóicas indiscriminadas; 8 = Granitóides paleoproterozóicos; 9 = Grupo São João del Rey e Andrelândia (Mesoproterozóico?); 10 = Supergrupo Espinhaço (Mesoproterozóico); modificado de Campos (2004). 13
- Figura 3.1** - Mapa geológico que mostra a região estudada (modificado de Couto e Carneiro, 2007 e Carneiro *et al.* 2006). 24
- Figura 3.2** - Mapa geológico (modificado de Couto e Carneiro, 2007 e Carneiro *et al.* 2006) da região estudada que foi sobreposto a imagem resultante da subtração das bandas espectrais (TM3–TM1) 25
- Figura 3.3** - Mapa aeromagnetométrico da região em estudo que exhibe a coincidência de anomalias da derivada em “Y” com a posição geográfica das rochas máfico-ultramáficas intrusivas (Lasa 2001). 26
- Figura 3.4** - Imagem cloropédica da cor preta (mínimo) a branca (máximo), que foi obtida pelo tratamento de dados geoquímicos (rocha total) regionais de teores de Cu nos litotipos de SIRM e SIC estudados neste trabalho. 27
- Figura 3.5** - Imagem cloropédica da cor preta (mínimo) a branca (máximo), que foi obtida pelo tratamento de dados geoquímicos (rocha total) regionais de teores de Cu nos litotipos da SIRM e SIC estudados neste trabalho. 28
- Figura 3.6** - Áreas-alvo que são sugeridas para exploração detalhada de Ni e Cu na porção meridional do Cráton São Francisco. 34
- Figura 4.1** - Fotomicrografias de minerais opacos dos litotipos máficos e ultramáficos da SIRM: A) intercrescimento de pirrotita (Po) e pentlandita (Pn) cúmulus em metagabronorito; B) orcelita (O) e maucherita (M; arsenietos de níquel) substituídas por magnetita (MT/Mgt); C) marcassita (Mc) em contato abrupto com pirrotita (Po) em anfibolito; D) inclusões de pentlandita (Pn) e calcopirita (Cpy) em pirrotita (Po) cúmulus da unidade metapiroxenítica. E) Fotomicrografia de litotipo ultramáfico da SIC com intercrescimento de pentlandita (Pn), pirrotita (Po) e calcopirita (Cpy) intercúmulus em metaultramafito. 40

Figura 4.2 - Fotomicrografias dos litotipos máficos e ultramáficos que ocorrem no perfil SE-NW ao longo do Ribeirão dos Motas: A) textura adcumulática de olivina (OL) em metaperidotito; B) oikocristais de ortopiroxênio (OPX) com inclusões de olivina (OL) e espinélio (ES) e sobrecrescimento de clinofibólio (ANF) em metapiroxenito com espinélio; C) oikocristais de ortopiroxênio (OPX) com inclusões de opacos e agregados poligonais de anfibólio (ANF) em metapiroxenito; D) norito com textura porfiroblástica com plagioclásio (PL), ortopiroxênio (OPX) e clinofibólio (ANF); E) fotomicrografia de litotipo ultramáfico da SIC com oikocristal de ortopiroxênio (OPX) com inclusão de espinélio (ES)

42

Figura 4.3 - Padrões de elementos terras raras (ETR), normalizados ao condrito (Sun & McDonough 1989), dos metaultramafitos de SIRM e SIC comparados com rochas máfico-ultramáficas de complexos de diferentes ambientes tectônicos

45

Figura 4.4 - Padrões de ETR, normalizados ao condrito (Sun & McDonough 1989), de metamafitos da SIRM comparados com rochas máfico-ultramáficas de complexos de diferentes ambientes tectônicos.

45

Figura 4.5 - (A) Composição de olivina estudada. (B) Composição de piroxênio estudado. (C) Composição de clinofibólio estudado. (D) Composição de ortoanfibólio estudado.

52

Figura 4.6 - (A) Composição de espinélio estudado. (B) Relação entre Cr, Fe^{+3} e Al em espinélio da SIC. (C) Diagrama $Fe^{+2}/(Fe^{+2}+Mg) \times Cr/(Cr+Al)$ para espinélio da SIRM e SIC e sua correlação com espinélio magmático (campos B e C) e metamórfico em campos de fácies granulito (campos A, D, E) segundo modificações propostas por Suita & Strieder (1996) em base a Evans & Frost (1975).

53

Figura 4.7 - (A) Diagrama Wo versus proporção de Fe, para ortopiroxênio não coexistente com clinopiroxênio (CPX) rico em Ca (Rietmeijer 1983) para distinguir ortopiroxênio (OPX) ígneo e metamórfico. Linha preta tracejada diferencia ortopiroxênio ígneo (acima) do metamórfico (abaixo). Linhas sólidas: 1. solubilidade máxima de Ca em OPX na inversão para piagonita a 1 atm.. 2. Ditto, ca. 10 kbar. 3. Limiar entre OPX-Ca-CPX solvus em 900°C/1 kbar. 4. Ditto, 905°C/1 kbar. 5. Ditto, 810°C/15 kbar. 6. Máximo de wolastonita em OPX metamórfico. (B) Diagrama AlIV x AlVI para anfibólio cálcico ígneo e metamórfico (Fleet & Barnett 1978).

53

Figura 4.8 - (A) diagrama AFM (S: *trend* de Skaergaard; T: *trend* Thingmuli; C: *trend* cálcio-alcalino; campos extraídos de Coleman 1977); UMC: cumulados ultramáficos; (B) diagrama ACM (MAR: *Mid-Atlantic ridge basalts*); campos extraídos de Coleman, 1977).

54

Figura 4.9 - Modelagem para contaminação do tipo AFC- *Assimilation with Fractional Crystalization* ($r = 0,3$; $F=0,1$ a $1,0$), considerando-se composição modal do magma primário (Ol: 55%; Opx: 25%; Anf: 14%; Esp: 6%) e utilizando-se coeficientes de distribuição de Arth (1976).

59

Índice de tabelas

Tabela 1.1 - Métodos e limites de detecção usados nas análises geoquímicas de rocha total.	07
Tabela 1.2 - Elementos terras raras analisados e seus limites de detecção	07
Tabela 1.3 - Padrões e parâmetros analíticos utilizados para as análises em microsonda eletrônica.	08
Tabela 1.4 - Minerais e seus respectivos elementos analisados em microsonda eletrônica.	09
Tabela 3.1 - Teores de Ni e Cu baseados em análises de rocha total, que ocorrem em rochas metaultramáficas e máficas da SIRM.	21
Tabela 3.2 - Teores de Ni e Cu, baseados em análises de rocha total, que ocorrem em rochas metapiroxiénicas da SIRM	22
Tabela 3.3 - Teores de Ni e Cu, baseados em análises de rocha total, que ocorrem em rochas metaultramáficas da SIC (Couto 2004).	22
Tabela 3.4 - Teores médios dos elementos que foram analisados por microsonda eletrônica [Carvalho Jr. (2001) e este trabalho] nos minerais opacos das rochas máficas-metaultramáficas da SIRM: 1) 16 pontos em maucherita; 2) 4 pontos em orcelita; 3) 22 pontos em pentlandita; 4) 6 pontos em pirrotita; 5) 3 pontos em calcopirita; e, das ultramáficas da SIC: 6) 5 pontos em nicolita; 7) 27 pontos em pirrotita; 8) 3 pontos em calcopirita; 9) 10 pontos em pentlandita (Couto e Carneiro, 2007). NA: não analisado.	23
Tabela 3.5A - Concentrações médias de Ni e Cu que foram determinadas em rochas de complexos máficos-ultramáficos do globo: *Naldrett (2004);*1 Kuhns <i>et al.</i> (1990); *2 Li <i>et al.</i> (2005);*3 Brugmann <i>et al.</i> (2000);*4 Butt e Brand (2003);*5 Raylings (2001); *6 McNeil (1980).	29
Tabela 3.5B - Concentrações médias de Ni e Cu que foram determinadas em rochas de complexos máficos-ultramáficos do globo: * Naldrett (2004);*7 Stewart (2002);*8 Manyeruke & Maier (2005);*9 Mason (1998); *10 Törmänen & Karinen (2001). (continuação...)	30
Tabela 3.5C - Concentração média de Ni e Cu que foi determinada em rochas de complexos máficos-ultramáficos do globo. * Naldrett (2004);*11 Willmore <i>et al.</i> (2000); e, *12 Barnes & Gomwe (2011). (continuação...)	31
Tabela 3.5D - Concentração média de Ni e Cu que foi determinada em rochas de complexos máficos-ultramáficos do globo. * Naldrett (2004);*13 Harper (2004);*14 Carneiro <i>et al.</i> (1997). (continuação...)	32
Tabela 3.5E - Concentração média de Ni e Cu que foi determinada em rochas dos complexos máficos-ultramáficos do globo. * Naldrett (2004);*14 Carneiro <i>et al.</i> (1997);*15 Santos <i>et al.</i> 2014. (continuação...)	33
Tabela 4.1 - Teores médios de ETR de rochas da SAC e SIRM (este trabalho) e média de ETR de rochas máficas e ultramáficas em outros complexos máfico-ultramáficos mundiais.	45

- Tabela 4.2** - Composições médias de alguns elementos em minerais opacos das rochas máfico-ultramáficas da SIRM. 48
- Tabela 4.3** – Composições médias dos óxidos de silicatos analisados por MSE dos metaultramafitos da SIRM. 49
- Tabela 4.4** – Composições médias dos elementos analisados por MSE dos sulfetos das metaultramáficas da SIC. 51
- Tabela 4.5** – Composições médias dos óxidos de silicatos de metaultramafitos da SIC. 52
- Tabela 4.6** – Composição média da litogeoquímica dos metamafitos e metaultramafitos da SIRM (Carvalho Jr. 2001) elementos maiores em % em peso e menores em ppm. 56
- Tabela 4.7** - Composição média da litogeoquímica dos metaultramafitos da SIC (Couto 2004 e Oliveira 2004), elementos maiores em % em peso e menores em ppm. 56
- Tabela 4.8** – Composição de olivina e ortopiroxênio em metamafitos e metaultramafitos da SIRM e SIC e de outros complexos máfico-ultramáficos mundiais. 58
- Tabela 4.9** - Litogeoquímica dos gnaisses Cláudio, encaixantes dos metaultramafitos e metamafitos da SIC (maiores em % em peso e menores em ppm), (Oliveira 2004). 60

Resumo

Essa dissertação resulta de um estudo geológico de caráter regional que contempla duas suítes ígneas de rochas metaultramáficas e/ou metamáficas que ocorrem no Cráton São Francisco Meridional (CSFM): a Suíte ígnea Ribeirão dos Motas (SIRM); e, a Suíte ígnea Cláudio (SIC). Ambas as suítes já foram abordadas na literatura do CSFM, com enfoque geoquímico e petrológico. O enfoque desta dissertação é a minerografia e as características texturais e químicas das fases opacas desses litotipos, suas associações paragenéticas e possíveis ambientes de formação ou de reequilíbrio. Adicionalmente, foram utilizadas técnicas de processamento digital aplicadas à prospecção mineral, aerogeofísica, sensoriamento remoto e litogeoquímica, a fim de se determinar a favorabilidade econômica para depósitos de minerais metálicos nas suítes em estudo. Os litotipos metapiroxenitos e metagabronoritos da Suíte ígnea Ribeirão dos Motas, portadores de minerais metálicos de interesse econômico, hospedam a paragénese pentlandita-pirrotita-calcopirita e pirrotita-pentlandita, respectivamente. São observados, adicionalmente, orcelita e maucherita em metaperidotitos dessa suíte. Fases opacas com alta concentração em EGP (Elementos do Grupo da Platina) não foram identificados nesse trabalho mas dados bibliográficos mostram que as rochas da SIRM tem médias de 28 e 10.6 ppb em platina e paládio, respectivamente. Os minerais metálicos identificados nos litotipos ultramáficos da SIC compreendem pirrotita, pentlandita e, subordinadamente, calcopirita e nicolita. Em todos os casos, as fases sulfetadas apresentam texturas cúmulus, encontram-se intercrescidas e inclusas em piroxênio ou dispersas na matriz. Os teores de SiO₂, Ni, Cr, MgO, #Mg, V e Co, e a composição dos minerais cúmulus nos litotipos metaultramáficos-metamáficos da SIRM e dos metaultramafitos da SIC são semelhantes às concentrações desses elementos e composições minerais em complexos estratiformes em outras partes do globo. A soma dos aspectos geotectônicos, geocronológicos, petrográficos, mineralógicos, litogeoquímicos e mineralógicos, sugere que a precipitação de fases sulfetadas seja produto de uma nova injeção de magma em uma câmara magmática previamente diferenciada em rochas da SIRM e de assimilação de rochas encaixantes no caso dos litotipos metaultramáficos da SIC. A integração dos dados aerogeofísicos, de sensoriamento remoto, litogeoquímicos e mineralógicos revela que a área de estudo apresenta teores significativos de Ni e Cu, em relação a muitas ocorrências mundiais. Desse modo, é possível definir três áreas-chaves com potencial para metalogênese desses metais.

Abstract

This paper presents the results of a geological study of regional character that includes two ultramafic complexes that occur in the Southern São Francisco Craton (SSFC): the Ribeirão dos Motas Igneous Suite (SIRM) and the Claudio Igneous Suite (SIC). Both suites are discussed in the literature of CSFM, focusing geochemical and petrological aspects (Oliveira 1999; Carvalho Jr. 2001, Fernandes 2001; Oliveira 2004, Couto & Carneiro 2007, Couto 2004). Now the focus is the mineralogical, textural characteristics and geochemical properties of opaque minerals, their genetic associations and possible forming environments or of reequilibrium. In addition, digital processing techniques, airborne geophysics, remote sensing, and whole rock lithochemistry were applied to mineral exploration to determine the economic favorability for metallic minerals in the complexes studied. The metaproxenites and metagabbroites of the Ribeirão dos Motas igneous Suite carry metallic minerals of economic interest and host pentlandite-pyrrhotite-chalcopyrite and pyrrhotite-pentlandite paragenesis, respectively. Additionally, were observed orcelite and maucherite in metaperidotites of this suite. Although opaque phases with high concentrations of PGE (Platinum Group Elements) have not been identified in this work but bibliographic data show that SIRM rocks average 28 and 10.6 ppb platinum and palladium, respectively. The metallic minerals identified in the SIC ultramafic lithotypes include pyrrhotite, pentlandite and subordinate chalcopyrite and nicolite. In all these cases, sulphide phases show cumulus textures, have intergrowns and are included into pyroxene or occur dispersed in matrix. The contents of SiO₂, Ni, Cr, MgO, # Mg, V and Co, and composition of cumulus minerals in the SIRM metaultramafic-metamafic lithotypes and in the SIC metaultramafic rocks are similar to the concentrations of these elements and cumulus minerals in layered igneous complexes elsewhere in the world. The sum of all geotectonic, geochronological, petrographic, mineralogical, lithochemical and mineral chemistry aspects, suggests that the precipitation of sulfide phases is product of a new injection of magma into a magma chamber previously differentiated for rocks of the SIRM and assimilation of country rocks in the SIC metaultramafic rocks. Integration of geophysical data, remote sensing, lithochemical, and mineral chemistry reveals that the studied area has significant levels of Ni and Cu, compared to many world mafic-ultramafic complexes. Thus, are define three key areas with metallogenetic potential for these metals.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 CONSIDERAÇÕES GERAIS E OBJETIVOS

Até o momento, a potencialidade econômica dos corpos máfico-ultramáficos aflorantes no Cráton São Francisco Meridional não foi suficientemente determinada. Na maioria das vezes, a citação de bens minerais associada a esse magmatismo constitui uma hipótese apenas citada em trabalhos de geologia cujo enfoque principal foi, comumente, petrologia e/ou litogeoquímica. Sendo assim, esta dissertação, apresentada ao programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto, sob a orientação dos professores doutores Maurício Antônio Carneiro e Marcos Tadeu de Freitas Suita aborda essa questão e se fundamenta nos trabalhos de Oliveira (1999), Carvalho Jr. (2001) e Couto (2004), além de dados adicionais. O seu enfoque é geoeconômico, tratando os resultados petrográficos, minerográficos, geoquímicos e de química mineral anteriores, com novas adições, para modelar um quadro metalogênico do magmatismo máfico e ultramáfico da porção meridional do Cráton São Francisco. Esses resultados foram correlacionados a outras ocorrências mundiais de rochas máfico-ultramáficas.

Espera-se, com isso, ampliar o conhecimento geológico da região e fornecer critérios para o reconhecimento do potencial metalogênico do magmatismo máfico e ultramáfico da porção meridional do Cráton São Francisco (*e.g.*, Suíte ígnea Ribeirão dos Motas, SIRM, e das ocorrências de Oliveira, Campo Belo, Camacho, Santana do Jacaré, Santo Antônio do Amparo, Itapeçerica, da Suíte ígnea Claudio, SIC, e as ocorrências de Cláudio, Monsenhor João Alexandre e Oliveira).

1.2 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

As rochas metamáficas e metaultramáficas estudadas afloram nas áreas compreendidas pelas folhas topográficas (E: 1:50.000) de Cláudio, Campo Belo, Camacho, Santana do Jacaré, Itapeçerica, Oliveira e Santo Antônio do Amparo, porção centro-sul do estado de Minas Gerais. O acesso rodoviário a essas cidades pode ser realizado a partir da rodovia BR-381, que liga Belo Horizonte a São Paulo (Figura 1.1).

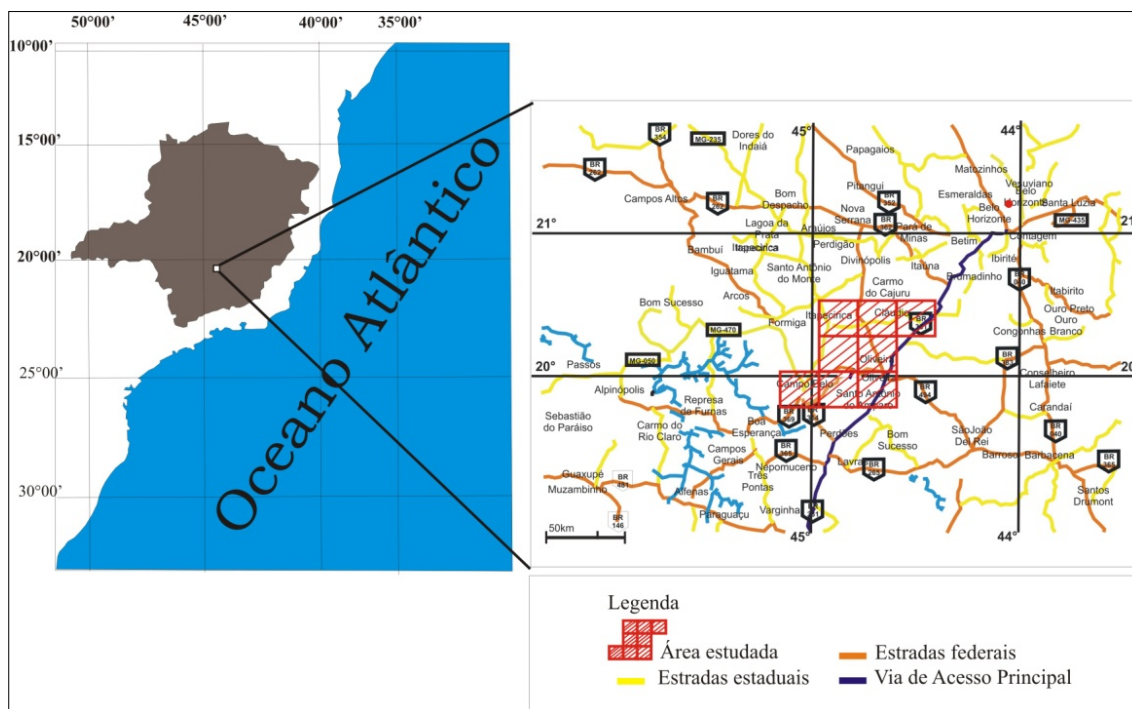


Figura 1.1-Localização geográfica da área. (GoogleMaps, 2011).

1.3 METODOLOGIA

Várias foram às fases metodológicas executadas no decorrer do processo de elaboração dessa dissertação. Discriminam-se, a seguir, cada uma delas, detalhando-se os seus principais aspectos.

1.3.1 Revisão bibliográfica da área de estudo

O Cráton São Francisco Meridional detém um vasto acervo de trabalhos geológicos regionais a partir de meados do século XIX. Destacam-se os clássicos trabalhos de Derby (1906), Harder & Chamberlain (1915), Rynearson *et al.* (1954), Barbosa (1954), Barbosa (1966), Oliveira (1954), Ebert (1956), Guimarães (1951), Dorr II *et al.* (1957), Dorr II (1969), O'Rourke (1957), Gair (1962), Cordani *et al.* (1968), Almeida (1966, 1977, 1981), Pires (1977), Silva *et al.* (1978), Machado Filho *et al.* (1983), Teixeira (1985), Teixeira *et al.* (1996a), Marshak & Alkmin (1989), Carneiro (1992), Endo (1997), Schrank *et al.* (1990), Valença *et al.* (1998), Schorscher *et al.* (1998).

Barbosa (1966) fez as primeiras caracterizações geológicas da Bacia do São Francisco e denominou a porção centro-leste da plataforma brasileira de Cráton Franciscano. A primeira delimitação desse cráton foi proposta por Cordani *et al.* (1968). Almeida (1966) definiu que a plataforma do São Francisco estaria envolvida pelas faixas de dobramentos brasileiras chamadas de Sergipana, Riacho do Pontal, Araçuaí, Brasília e Rio Preto. Almeida (1977) detalhou e definiu o Cráton São Francisco, estabelecendo seus limites e características do embasamento e de suas

coberturas. Regionalmente, o Cráton São Francisco pode ser subdividido em dois domínios: setentrional (estado da Bahia); e, meridional (estado de Minas Gerais).

Na parte meridional, na porção central do estado de Minas Gerais, Silva *et al.* (1978) caracterizaram um complexo gnáissico-migmatítico. Machado Filho *et al.* (1983), subdividiram esse complexo nos complexos Divinópolis e Barbacena, caracterizando-os como um conjunto de granito-gnaisses, dioritos, granodioritos, gnaisses bandados, metabasitos, ultramafitos e rochas cataclásticas. Teixeira *et al.* (1996a) agruparam os complexos metamórficos Divinópolis e Barbacena em uma única unidade, que foi denominada Complexo metamórfico Campo Belo (CMCB).

No término da década de 90, esse segmento crustal começou a ser contemplado com uma série de trabalhos de maior detalhamento que permitiram alcançar um maior entendimento acerca da evolução tectônica do Cráton São Francisco Meridional e do Complexo metamórfico Campo Belo. Nesse contexto, citam-se os trabalhos de Alkmin *et al.* (1993), Carneiro *et al.* (1996, 1997a, b, 1999, 2002, 2006), Carvalho Jr. (2001), Carvalho Jr. & Carneiro (1999), Carvalho Jr. *et al.* (1997, 1998a, b), Corrêa da Costa (1995, 1999), Corrêa da Costa *et al.* (1998, 1999), Endo *et al.* (1996), Endo & Machado (1998), Fernandes (2001), Fernandes & Carneiro (1999), Fernandes *et al.* (1997), Figueiredo & Barbosa (1993), Ladeira (1980), Lima *et al.* (1999), Oliveira (1999, 2004), Oliveira & Carneiro (1999), Oliveira *et al.* (1998a,b, 1999a), Pinese (1997), Schorscher (1978, 1979), Schorscher *et al.* (1982), Schrank & Silva (1993), Teixeira *et al.* (1996a, b, 2000), Noce (1995), Zucchetti (1998), Oliveira *et al.* (2003), Couto (2004) e Campos (2004).

As rochas máfico-ultramáficas do Cráton São Francisco Meridional (CSFM), foco dessa dissertação, estão, de modo geral, vinculadas às sequências supracrustais arqueanas (*e. g.*, Supergrupo Rio das Velhas) ou às sequências supracrustais arqueano-proterozóicas, como é o caso dos komatiitos do *greenstone belt* Itumirim–Tiradentes (Machado Filho *et al.*, 1983; Oliveira, 1999; Oliveira & Carneiro, 2001). Mas um terceiro tipo de magmatismo máfico e ultramáfico ocorre nessa região, entremeado às rochas gnáissicas arqueanas do Complexo metamórfico Campo Belo. É o caso, por exemplo, da Suíte ígnea Ribeirão dos Motas (Carneiro *et al.* 2006). Nesse sentido, se destacam os trabalhos de Andreatta e Silva (2008), Barbosa (1998), Carneiro *et al.* (1996, 1997a, 1997b, 1999), Carvalho Jr. (2001), Carvalho Jr. *et al.* (1997, 1998a), Corrêa da Costa (1999), Couto (2004), Fernandes (2001), Goulart (2001), Goulart & Carneiro (2008) e Machado Filho *et al.* (1983).

1.3.2 Confeção do banco de dados

Inicialmente foi realizada a compilação dos dados geológicos provenientes de trabalhos anteriores referentes à suíte metaultramáfica do Complexo metamórfico Campo Belo (*e.g.*, Suíte ígnea

Ribeirão dos Motas) do acervo geológico produzido pelo Prof. Dr. Maurício Antônio Carneiro e seus orientandos de iniciação científica, mestrado e doutorado. Ao término dessa etapa foram catalogados, no banco de dados georreferenciado da presente dissertação, 805 pontos, incluindo afloramentos de metaultramafitos e metamafitos (anfíbolitos) e solo de alteração desses litotipos (Figura 1.2, Anexo 1). Desses pontos, foram selecionadas 271 lâminas delgadas e, também, 10 amostras de rocha que estavam armazenadas na litoteca do Degeo/EM/UFOP. Todo esse material foi alvo de estudos subsequentes que envolveram análises petrográficas, mineralógicas, litogeoquímicas e de química mineral.

1.3.3 Tratamento digital de imagens

Técnicas de integração, manipulação e análise espacial de dados foram utilizadas nesse trabalho, visando-se à avaliação de áreas de maior potencial metalogenético para sulfetos de Ni-Cu(Co) e EGP. Nesse contexto, mapas geológicos e aerogeofísicos e imagens de satélite foram cruzados com dados geoquímicos, petrográficos, mineralógicos e de química mineral utilizando-se o Sistema de Informação Geográfica (SIG).

O mapa aeromagnetométrico com derivada em Y, utilizado nesse trabalho, é produto do levantamento aerogeofísico realizado pela CODEMIG (Lasa2001). Esses dados magnetométricos foram tratados e filtrados pelo *software* Geosoft Oasis Montaj.

As imagens de satélite foram tratadas através do método de subtração de bandas espectrais proposto por Liu & Moore (1990). Esse tratamento visa ressaltar a presença de óxidos e hidróxidos de Fe⁺³ (com alta reflectância na cor vermelho e baixa reflectância na cor azul) produto da alteração de rochas ultramáficas. Nesse trabalho foram utilizadas as cenas 35/741, 35/761 e 35/742 (órbita/ponto) das imagens multiespectrais (bandas de 1 a 3) do sensor ETM⁺ a bordo do Satélite *Landsat7*.

1.3.4 Trabalho de campo

Mesmo tendo-se em mãos um amplo acervo de dados de metamafitos e metaultramafitos da Suíte ígnea Ribeirão dos Motas, foi realizado um trabalho de reconhecimento de campo. Nesse trabalho realizou-se um perfil de 6,5 km ao longo do Ribeirão dos Motas, folha Santana do Jacaré (1:50.000), para tentar-se reproduzir a câmara magmática original.

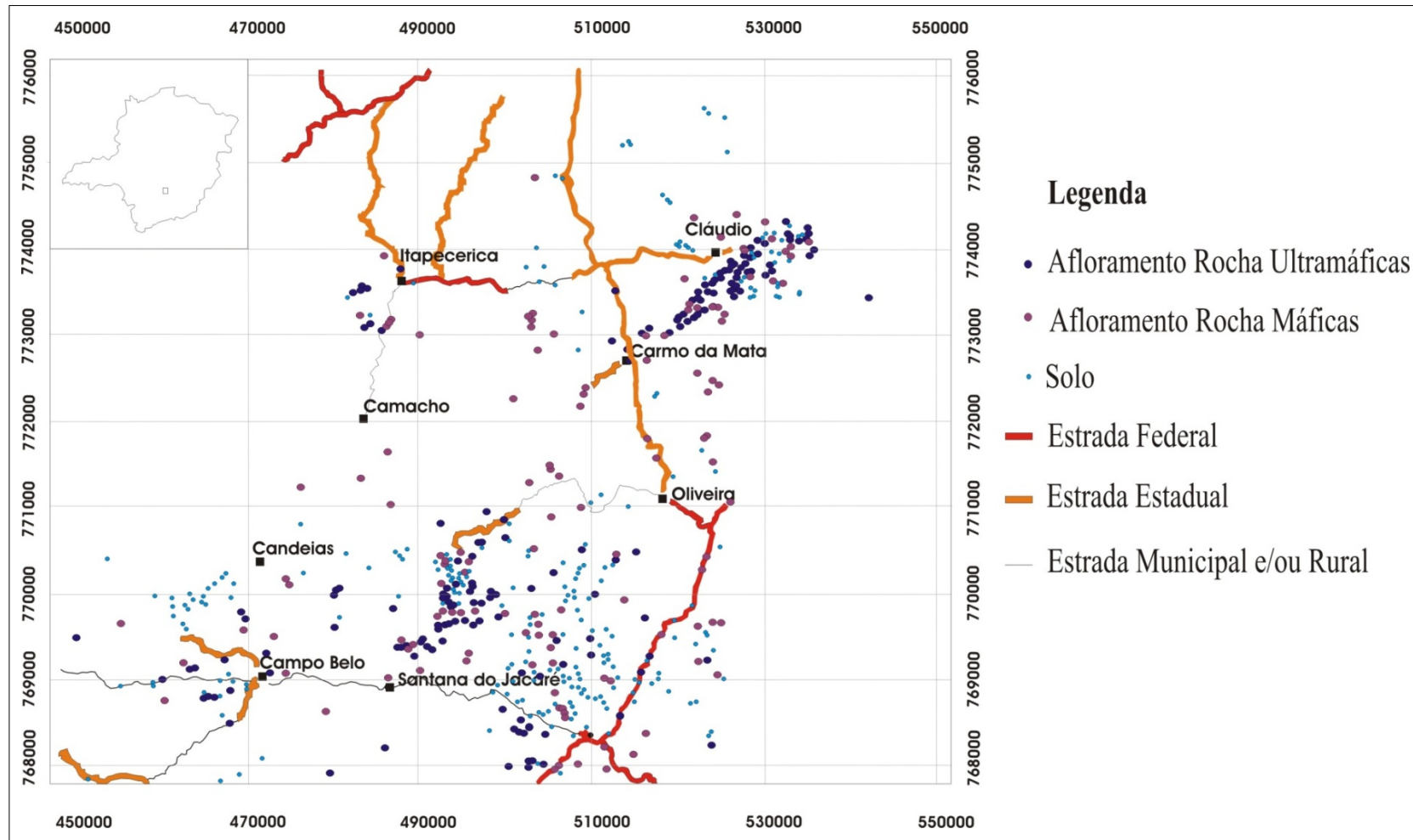


Figura 1.2 - Mapa de pontos da área de estudo. (GoogleMaps, 2011).

A escolha dessa localidade baseia-se na grande densidade de afloramentos de metaultramáficas com textura cumulática e mineralogia primária preservada encaixadas em gnaisses com orientação SE-NW ao longo do ribeirão que deu nome a essa unidade estratigráfica. Adicionalmente, foi realizada, em campo, uma coleta de 20 amostras de mão em pontos previamente catalogados no banco de dados georreferenciado. Dentre essas amostras, 10 foram contempladas por análises petrográficas, mineralógicas, litogeoquímicas e de química mineral.

1.3.5 Petrografia e mineralogia

Utilizando-se do banco de dados de metamafitos e metaultramafitos da Suíte ígnea Ribeirão dos Motas e demais ocorrências de metamafitos e metaultramafitos da porção meridional do Cráton São Francisco obtidos a partir dos trabalhos de Oliveira (1999), Carvalho Jr. (2001) e Couto (2004) e Trabalhos Geológicos (TG) do Departamento de Geologia da UFOP realizados em Cláudio, sob a orientação principal do Professor Dr. Mauricio Antônio Carneiro, foram realizados estudos petrográficos e mineralógicos que se iniciaram no segundo semestre de 2010, com descrições de um total de 186 lâminas delgadas. Essas análises visaram investigar o potencial metalogenético dessas ocorrências através da identificação e caracterização textural dos minerais opacos presentes nos litotipos de interesse, identificação das paragêneses e sucessões minerais. Nessa etapa foi possível contar com a colaboração do Prof. Dr. Marcos Tadeu de Freitas Suíta (DÉBORA, NÃO CREIO QUE ISTO SEJA NECESSÁRIO AQUI. AFINAL, SE FUI CO-ORIENTADOR TENHO DE TER PARTICIPADO DE ALGUMAS ATIVIDADES. SUGIRO RETIRAR OU PODERÁ PARECER QUE FOI SÓ UMA DAS MINHAS ATIVIDADES). Baseando-se nas descrições petrográficas e mineralógicas dessas seções delgadas, foi feita uma triagem de amostras e lâminas para subsequentes análises geoquímicas e de química mineral, respectivamente.

1.3.6 Litogeoquímica

Para as análises litogeoquímicas foram escolhidas amostras pouco alteradas de litotipos metaultramáficos (10 amostras) e metamáficos (10 amostras) da suíte ígnea Cláudio e Ribeirão dos Motas, levando-se em consideração os novos estudos petrográficos, mineralógicos e ausência de análises químicas anteriores de rochas e minerais. Essas amostras foram preparadas no Laboratório de Preparação de Amostras para Geoquímica e Geocronologia (LOPAG) do DEGEO/EM/UFOP e essa preparação consistiu na redução granulométrica das amostras. Uma alíquota de 100 gramas das porções mais preservadas foi pulverizada em panelas de aço-tungstênio. Esse material, a seguir, foi enviado a *ACME ANALYTICAL LABORATORIES LTD.*, através de sua filial em Goiânia-GO, onde

foram analisados os elementos maiores, menores, traços e terras raras, conforme as Tabelas 1.1 e 1.2. Posteriormente, essas análises foram reunidas aos resultados geoquímicos pré-existentes (Carvalho. Jr. 2001 e Couto 2004) em um banco de dados litogeoquímico (Anexo 2).

Tabela 1.1- Métodos e limites de detecção usados nas análises geoquímicas de rocha total. *ICP-ES* – Determinação por digestão multiácida (ácidos clorídrico, fluorídrico e nítrico, e gotas de perclórico)

Limite superior: 5000 ppm, com exceção do Al, Ca, Fe, K, Mg, Mn, Na, P, Ti que é de 10%.

Elementos	Limite de detecção
Ag, Ba, Be, Cd, Cr, Cu, Li, Mo, Ni, Sc, Sr, Zn, Zr e Y	3ppm
As	5ppm
Co, Pb e V	8ppm
Bi, Sn e W	20 ppm
La e Sb	10 ppm
Al, Ca, Fe, K, Mg, Mn, Na, P e Ti	0,01%

Determinação por fluorescência de raios-X/pó prensado

Limite superior de 5.000ppm.

Elementos	Rb	Ga	Hf	Nb
Limite de detecção (ppm)	5	5	50	5

Determinação de Fe₂O₃, Al₂O₃, SiO₂, MgO, CaO, TiO₂, P₂O₅, Na₂O, K₂O e MnO por fluorescência de raios – X (fusão com tetraborato de lítio) + PF por calcinação a 1000°C

Limite de detecção para Fe₂O₃, CaO, TiO₂, P₂O₅, K₂O, MnO = 0.01%.

Limite de detecção para MgO, Na₂O, Al₂O₃, SiO₂ = 0.1%.

Tabela 1.2- Elementos terras raras analisados e seus limites de detecção.

Determinação de Terras Raras (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Ho, Er, Yb, Lu)

Limites de detecção respectivos: 0.5, 1, 0.5, 0.1, 0.05, 0.2, 0.1, 0.05, 0.05, 0.05, 0.03 ppm

Método: Espectrometria de massa (*ICP-MS*)

1.3.7 Química mineral

As amostras mais representativas das rochas metaultramáficas e metamáficas foram submetidas à análises por microsonda eletrônica para determinação das fases minerais mais significativas (e.g., ortopiroxênio, espinélio, anfibólio, piroxênio, sulfetos - Tabela 1.3). Tais análises foram realizadas no Laboratório de Microanálises (LMA) da Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG) em um equipamento “JEOL JXA-8900RL WD/ED combined microanalyzer”. Os padrões e os parâmetros analíticos utilizados para nas análises estão discriminados na Tabela 1.3. A seguir, essas análises foram reunidas aos resultados mineralógicos obtidos por Carvalho. Jr. (2001) e Couto (2004) em um banco de dados de química mineral (Anexo 3).

Tabela 1.3– Padrões e parâmetros analíticos utilizados para as análises em microsonda eletrônica.

Padrões
<u>Anfibólio</u> : olivina; fluorita; albita; microclina; anortita; rutilo; anfibólio; e, Cr ₂ O ₃
<u>Olivina</u> : olivina; piroxênio; albita; microclina; anortita; NiO; Cr ₂ O ₃ ; e, rutilo.
<u>Piroxênio</u> : piroxênio; olivina; anortita; NiO; rutilo; e, Cr ₂ O ₃ .
<u>Espinélio</u> : piroxênio; cromita; olivina; rutilo; cianita; e, ZnO.
<u>Sulfetos</u> : sulfetos.

Parâmetros analíticos
Tensão de aceleração : 15 KV para silicatos; 20 KV para sulfetos; corrente: 20 nA para todos minerais.
Tempo de contagem: 20 segundos no pico e 10 no <i>background</i> (BG).
(Este tempo costuma ser aumentado para 30/15s ou 40/20s, para elementos menos abundantes)

Tabela 1.4 – Minerais e seus respectivos elementos analisados em microsonda eletrônica.

Minerais	Elementos	Número de Pontos
Olivina	Si, Al, Fe, Cr, Ti, Mn, Mg, Ca, Na, F e Zn	18
Espinélio	Si, Al, Fe, Cr, Ti, Mn, Mg, Ca, Na, F e Zn	19
Anfibólios	Si, Al, Fe, Cr, Ti, Mn, Mg, Ca, Na, F e Zn	32
Opacos	As, Fe, Co, S, Zn, Cu, Nie Pb	51
Plagioclásio	Si, Al, Fe, Cr, Ti, Mn, Mg, Ca, Na, F e Zn	6
Granada	Si, Al, Fe, Cr, Ti, Mn, Mg, Ca, Na, F e Zn	4

CAPÍTULO 2

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 Cráton São Francisco Meridional

O Cráton São Francisco é uma província tectônica consolidada durante o pré-cambriano e poupada das deformações do evento tectonotermal brasileiro (Almeida 1966). Esse segmento cratônico pode ser subdividido em dois domínios: setentrional (estado da Bahia); e, meridional (estado de Minas Gerais). Geotectonicamente, a área de estudo está situada na porção meridional do Cráton São Francisco, a oeste do Quadrilátero Ferrífero (Figura 2.1).

Bastos & Erichsen (1927), Barbosa (1934), Lamego (1936), Guimarães (1951) e Barbosa (1954), realizaram as primeiras descrições da crosta siálica no âmbito do Cráton São Francisco Meridional. Esses autores identificaram no Cráton São Francisco Meridional um complexo arqueano (gnaiesses, anfíbolitos, granitos, micaxistos e migmatitos) e um complexo Algonquiano (filitos, quartzitos, mármores e itabiritos).

Barbosa (1934) dividiu o Complexo Algonquiano nas séries Minas e Itacolomi, termos propostos por Derby em 1906, como unidades constituídas por filitos e quartzitos, respectivamente. Barbosa (1954) reduziu a abrangência da Série Minas e definiu a Série Mantiqueira (gnaiesses) e a Série Barbacena (micaxistos, clorita xistos, anfíbólio xistos e talco xistos), esta mais nova e depositada em discordância sobre a anterior. Para Barbosa (*op. cit.*), a série Barbacena situar-se-ia, estratigraficamente, abaixo da Série Minas. Ebert (1956) diferenciou duas formações pertencentes à Série Barbacena e atribuiu a elas as denominações de Formação Lafaiete e Formação Barbacena.

Oliveira (1954) substituiu o nome Série Barbacena por Série Pré-Minas. Rynearson *et al.* (1954) reconheceram uma discordância angular e erosiva entre as séries Pré-Minas e Minas com base nessa discordância, Dorr II *et al.* (1957) trocaram a denominação de Série Pré-Minas, portadora de rochas metavulcânicas e metassedimentares, por Série Rio das Velhas. Dorr II *et al.* (1957) subdividiram esta última série nos grupos Nova Lima (base) e Maquiné (topo). A seguir, Dorr II (1969) propôs a substituição do termo Série Minas, de Barbosa (1934), por Supergrupo Minas.

No Projeto Mantiqueira–Furnas, Silva *et al.* (1978) caracterizaram um complexo gnáissico-migmatítico como substrato siálico da área centro-sul do estado de Minas Gerais.

Em 1979, Schorscher caracterizou o Grupo Quebra Osso como unidade basal do *greenstone belt* Rio das Velhas, elevando a série homônima à condição de supergrupo.

2.1.1 Complexo metamórfico Campo Belo

O Complexo metamórfico Campo Belo (CMCB) foi descrito por Silva *et al.* (1978) como um complexo gnáissico-migmatítico. Posteriormente, esse complexo foi subdividido nos complexos metamórficos Divinópolis e Barbacena (Machado Filho *et al.* 1983) e a seguir unificado no CMCB por Teixeira *et al.* (1996b). Campos (2004), Campos *et al.* (2003), Oliveira *et al.* (1998, 1998a, 1999a,b), Oliveira (1999, 2004), Oliveira & Carneiro (1999), Carneiro *et al.* (1997b, 2006) agruparam as rochas do CMCB em quatro grandes suítes: gnáissica; metaultramáfica (inclui metaultramafitos e metamafitos); máfica; e, granitóide.

A Suíte Gnáissica, no domínio do CMCB, pode ser individualizada em três grandes unidades: Cláudio; Itapecerica; e, Candeias (Oliveira 1999, Oliveira & Carneiro 1999). Os litotipos da Unidade Cláudio (Oliveira 2004), apresentam coloração acinzentada e sua composição é, predominantemente, granodiorítica. Os gnaisses aflorantes na Unidade Itapecerica tem coloração rosa pálido e composição, predominantemente, granítica. Os gnaisses da Unidade Candeias são esverdeados e apresentam composição granítica-granodiorítica.

A suíte metaultramáfica intrude rochas da suíte gnáissica. Essa suíte, no domínio do CSFM, é amplamente representada pela Suíte ígnea Ribeirão dos Motas (SIRM). É composta de rochas de natureza máfica-ultramáfica, arqueanas, de caráter plutônico, com textura cumulática e mineralogia primária preservada (Carvalho Jr. 2001; Carneiro *et al.* 2006). Embora a SIRM seja a unidade ultramáfica mais expressiva nos domínios do CMCB, outros tipos de associações ultramáficas plutônicas têm sido caracterizados nessa região, como a Suíte ígnea Cláudio (Couto & Carneiro 2007).

A Suíte Máfica é representada por sistemas de diques máficos que se distinguem por sua idade, petrografia, geoquímica e ambiente tectônico. O Sistema Timboré apresenta orientação NE-SW e é constituído por gabros e gabronoritos de idade supostamente paleoproterozóica. Os sistemas Lençóis (I e II), mais recentes em relação ao sistema Timboré, são formados por gabros e, subordinadamente, gabronoritos. Os diques apresentam direções N50-60°W (Sistema Lençóis I) e N30-45°W (Sistema Lençóis II), respectivamente (Carneiro *et al.* 2006). A suíte granitóide é composta por corpos graníticos com afinidade cálcio-alcalina e de composição sieno-granítica e tonalítica, que intrudem a Suíte Gnáissica.

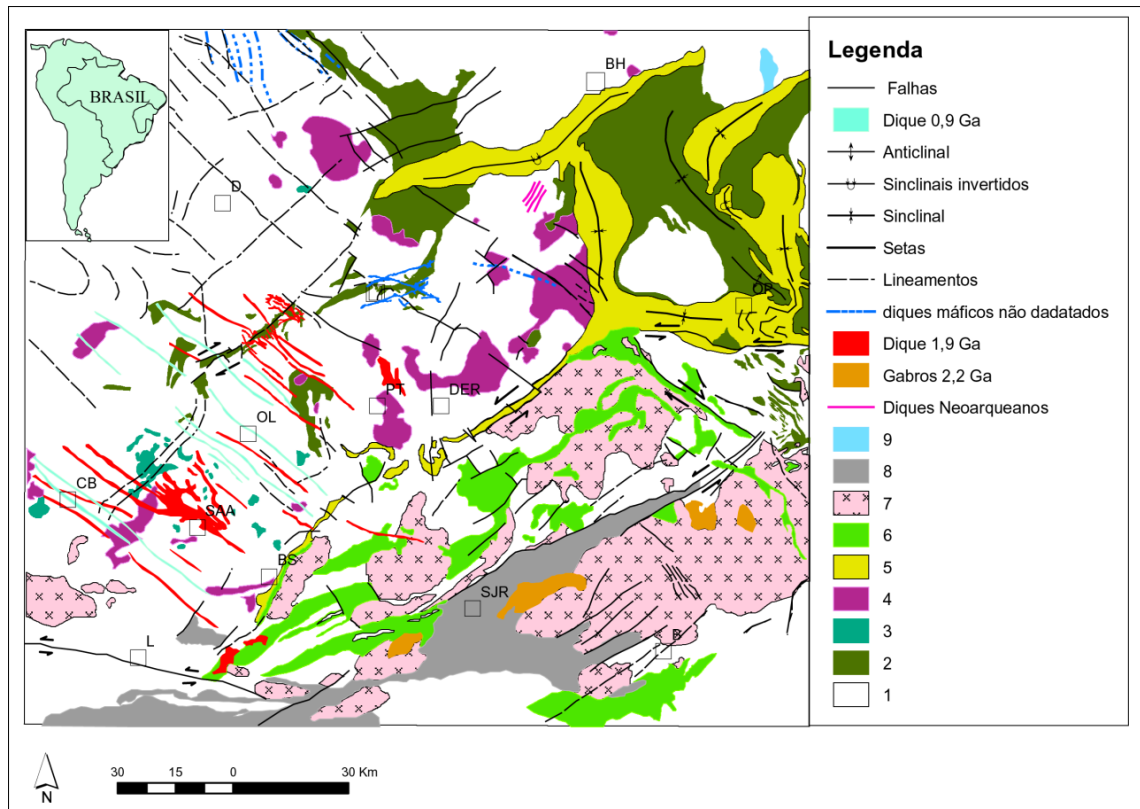


Figura 2.1 - Mapa geológico da porção sul do Cráton São Francisco, com destaque para a região do Quadrilátero Ferrífero e o Complexo metamórfico Campo Belo (CMCB). Legenda: 1= terrenos arqueanos e paleoproterozóicos indiscriminados; 2= Supergrupo Rio das Velhas (Neoarqueano); 3= Suíte metaultramáfica [Suíte ígnea Ribeirão dos Motas (Neoarqueano)]; 4= Granitóides neoarqueanos; 5= Supergrupo Minas (Arqueano-Paleoproterozóico); 6= Sequências do tipo “greenstone belt” paleoproterozóicas indiscriminadas; 7= Granitóides paleoproterozóicos; 8= Grupos São João del Rey e Andrelândia (mesoproterozóicos?); 9= Supergrupo Espinhaço (Mesoproterozóico); (modificado de Campos, 2004).

Fernandes (2001) propôs um modelo de evolução tectônica para o CMCB em função, principalmente, dos aspectos geológicos reconhecidos no seu embasamento gnáissico-anfibolítico. Essa evolução iniciou-se no Paleoarqueano, com eventos de acreção de crosta siálica, a partir de primitivos arcos vulcânicos (Teixeira 1985, Fernandes 2001, Campos 2004). Entre 3,2 e 2,9 Ga., ocorreria retrabalhamento desse substrato siálico (Carneiro 1992, Carneiro *et al.* 1998) e, por volta de 2,83 Ga., um processo de migmatização (Teixeira *et al.* 1998). Durante o Mesoproterozóico, um evento tectonotermal de natureza distensiva ou de relaxamento crustal deu origem a um magmatismo máfico fissural que intrudiu o substrato siálico do CMCB e, ainda, originou a Zona de cisalhamento Cláudio.

2.1.2 Supracrustais do Cráton São Francisco Meridional

Em escala regional, as sequências supracrustais presentes no CSFM são representadas por cinturões arqueanos a paleoproterozóicos do tipo *greenstone belt* e por sequências metassedimentares proterozóicas que permeiam complexos metamórficos formados, essencialmente, por suítes TTG (Carneiro *et al.* 2006, Teixeira & Ávila 2007). Os *greenstone belts* compreendem xistos máficos e ultramáficos, intercalados com “bifs”, “cherts” e rochas vulcanoquímicas que são representados, no Quadrilátero Ferrífero e adjacências, pelo Supergrupo Rio das Velhas, definido por Dorr II *et al.* (1957), como Série Rio das Velhas. A sequência estratigráfica simplificada desse supergrupo compreende os grupos: Quebra Ossos (Schorscher 1978); Nova Lima; e Maquiné (Dorr II *et al.* 1957). Carneiro (1992) e Endo *et al.* (1996) propuseram que as sequências supracrustais do tipo “*greenstone belt*”, no CSFM, tiveram sua origem associada a uma das fases do evento tectonotermal Rio das Velhas, ocorrido no Neoarqueano, quando houve extrusão de lavas komatiíticas e basalto-toleíticas.

As sequências meta-vulcanosedimentares neoarqueanas a proterozóicas nesta região são representadas pelos supergrupos Minas, Espinhaço e São Francisco e pelos grupos Sabará e Itacolomi (Hartmann *et al.* 2006, Cabral *et al.* 2012, Koglin *et al.* 2014). O Supergrupo Minas é uma sequência vulcanoclástica a vulcano-sedimentar de margem passiva depositada em bacias implantadas no Sideriano durante regime extensional (Alkmim & Marshak 1998, Suckau *et al.* 2005) enquanto o Supergrupo Espinhaço, no estado de Minas Gerais, compreende depósitos sedimentares depositados em estágios *pré-rifte* e *rifte*, posteriores a um relaxamento termal e uma transgressão marinha durante o Calimíniano (Bizzi *et al.* 2003). O Supergrupo São Francisco, no CSFM, é representado por calcários marmorizados do Grupo Bambuí que se depositaram na Bacia São Francisco, por volta de 700 e 600 Ma (Fernandes 2001, Corrêa da Costa 1999, Teixeira 1985, Babinski *et al.* 1993). Machado *et al.* (1996) propuseram que os grupos Sabará e Itacolomi foram depositados em bacias *foreland* durante a orogênese Minas e colapso extensional da Orogênese Paleoproterozóica (2.095Ma) em associação ao desenvolvimento de um descolamento crustal, respectivamente.

2.1.2.1 Supergrupo Rio Das Velhas

O Supergrupo Rio das Velhas (*e.g.*, Schorscher 1979, Schorscher *et al.* 1982) constitui uma unidade metavulcanossedimentar, do tipo *greenstone belt*, limitada por discordâncias (Dorr II *et al.* 1957) e é composta, da base para o topo, pelos grupos Quebra Ossos, Nova Lima e Maquiné.

O Grupo Quebra Ossos (Schorscher 1978), é formado por metakomatiito peridotítico, metakomatiito, serpentinito, formação ferrífera, metachert, turmalinito e filito carbonoso. O Grupo Nova Lima (Dorr II *et al.* 1957) é constituído por xistos verdes metassedimentares e metavulcânicos e

filitos com intercalações de quartzito, grauvaca, dolomito, talco xisto e formação ferrífera. O Grupo Maquiné (Dorr II *et al.* 1957) é uma unidade fundamentalmente metassedimentar. Dorr II (1969) subdividiu esse grupo em duas formações: Palmital, na base, composta por quartzitos sericíticos, filitos quartzosos e filitos; e, Casa Forte, definida por Gair (1962), como constituída por quartzitos sericíticos, cloríticos a xistosos e filitos. O contato da Formação Palmital com o Grupo Nova Lima apresenta-se ora discordante, ora concordante e ora gradacional. O contato da Formação Casa Forte com a Formação Palmital é gradacional e marcado por uma camada conglomerática (*e.g.*, Dorr 1969).

Os dados geocronológicos das unidades litoestratigráficas do Supergrupo Rio das Velhas são de (HOJE, HÁ VÁRIOS TRABALHOS GEOCRONOLÓGICOS QUE NÃO IMPORTAM PARA SUA DISSERTAÇÃO...) Machado *et al.* (1992) que dataram rochas nas porções oeste (2772 ± 6 Ma) e norte-nordeste do Quadrilátero Ferrífero, e nas proximidades de Caeté ($2.776 +23/-10$ Ma e 3.029 Ma). Noce *et al.* (2002), pelo método $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em três grãos de zircões provenientes de um tufo dacítico, obtiveram idades entre 2.930 e 2.982 Ma.

2.1.2.2 *Supergrupo Minas*

O Supergrupo Minas (SGM) é uma sequência meta-vulcanossedimentar que está sobreposta em desconformidade ao Supergrupo Rio das Velhas. É constituído por três grupos: Caraça; Itabira; e Piracicaba. O Grupo Caraça (Dorr *et al.* 1957) divide-se, da base para o topo, nas Formações Moeda (metaconglomerados, filitos e quartzitos) e Batatal (filito sericítico, metacherts e formações ferríferas). Dorr II (1969) entendeu que a deposição dos quartzitos e conglomerados da Formação Moeda aconteceu em ambiente fluvial do tipo entrelaçado. Enquanto que filitos, metachert e hematita da Formação Batatal foram sedimentados em ambiente marinho-transicional, devido à subsidência constante da bacia. Renger *et al.* (1994) obtiveram idades de 2.650 Ma em zircões detríticos do quartzito Moeda e Hartmann *et al.* (2006) obtiveram idades mínimas, por SHRIMP, em zircões detríticos destes quartzitos, de *ca.* 2,51 Ga.

Dorr II (1969) subdividiu o Grupo Itabira em duas formações: 1) Cauê que compreende a unidade basal do Grupo Itabira e é constituída por formação ferrífera, subordinadamente itabiritos dolomíticos e anfibolíticos com pequenas lentes de filitos e margas, e horizontes manganésíferos/ e 2) Gandarela, composta por rochas carbonáticas representadas por dolomitos e, subordinadamente, itabiritos, filitos dolomíticos e filitos. A deposição do Grupo Itabira ocorreu em uma plataforma marinha rasa dominada por marés, podendo estar associada a uma sequência de margem passiva (Moraes 1985, Endo 1988). Babinski *et al.* (1992, 1995) obtiveram uma idade mínima de 2.420 ± 19 Ma (método Pb-Pb), para deposição das rochas carbonáticas da Formação Gandarela.

Definido por Dorr *et al.* (1957), o Grupo Piracicaba é dividido em quatro formações, da base para o topo: 1) Cercadinho composta por quartzito ferruginoso, filito ferruginoso, filito, quartzito e pequenas intercalações de dolomito; 2) Fecho do Funil, formada por filito dolomítico, filitos e dolomitos impuros; 3) Taboões, constituída por quartzito fino e maciço; e, 4) Barreiro, composta por filito e filito grafitoso. Os (meta)sedimentos do Grupo Itabira foram recobertos, em discordância erosiva, pelos (meta)sedimentos do Grupo Piracicaba, por volta de 2.400Ma. Isto, segundo Noce (1995), marcaria o início de um período de expansão oceânica, a leste e ao sul do Quadrilátero Ferrífero.

2.1.2.3 Grupo Sabará

O Grupo Sabará (Gair 1958), é uma sequência metavulcanossedimentar paleoproterozóica posicionada diretamente sobre os litotipos do Grupo Piracicaba. O Grupo Sabará é composto por sedimentos essencialmente terrígenos (Dorr II 1969), e constituído por mica e clorita xistos com intercalações de metagrauvaca, quartzito, quartzito feldspático, quartzito ferruginoso, formação ferrífera e metaconglomerado. A idade máxima desse grupo foi determinada a partir de zircões detríticos e tem cerca de 2.124 ± 4 Ma, (Machado *et al.* 1992), idade coincidente com o início do Evento Transamazônico.

2.1.2.4 Grupo Itacolomi

O Grupo Itacolomi, descrito como “Série” Itacolomi (Guimarães 1931), possui contato discordante com o SGM e o Grupo Sabará e é formado por quartzitos, quartzitos conglomeráticos e lentes de conglomerado com seixos de itabirito, filito, quartzito e quartzo de veio (Dorr II 1969). Alkmim (1987) interpretou que a sedimentação do Grupo Itacolomi ocorreu em margem de bacia intra- ou epicontinental. Nesse sentido, estratificações cruzadas acanaladas e estruturas internas de *megaripples* ou dunas indicam deposição de conglomerados, com baixo conteúdo em argila, através de fluxos trativos não oscilatórios. Os filitos corresponderiam a depósitos de carga de suspensão de fluxos trativos que, ao perderem energia, gerariam depósitos argilosos de acreção vertical. O Grupo Itacolomi apresenta idades entre 3.180-2.180Ma, obtidas a partir de zircões detríticos (Machado *et al.* 1993).

2.1.2.5 Supergrupo Espinhaço no setor meridional

O Supergrupo Espinhaço, no setor meridional do estado de Minas Gerais, se caracteriza pela presença de três grandes unidades litoestratigráficas depositadas em uma bacia do tipo *rift* durante o Paleo- a Mesoproterozóico, 1,70-1,30 Ga. (Almeida-Abreu 1993): Grupo Guinda (Knauer 1990); quartzitos puros e finos da Formação Galho do Miguel (Martins-Neto 1998); e, Grupo Conselheiro Mata (*e.g.*, Dussin *et al.* 1984, Knauer 1990, Almeida Abreu & Renger 2002).

2.1.2.6 Supergrupo São Francisco

O Supergrupo São Francisco é uma megassequência deposicional neoproterozóica que recobre ampla área da Bacia do São Francisco, situada no segmento centro-sul deste cráton (Martins Neto & Alkmim 2001) e ocorre, também, na região da Chapada Diamantina. Essa sequência metassedimentar é representada pelos grupos Macaúbas (Moraes & Guimarães 1930) e Bambuí (Derby 1880) no estado de Minas Gerais.

CAPÍTULO 3

TÉCNICAS DE PROCESSAMENTO DIGITAL NA AVALIAÇÃO DA METALOGENIA DAS SUÍTES ÍGNEAS MÁFICO-ULTRAMÁFICAS NA PORÇÃO MERIDIONAL DO CRATÓN SÃO FRANCISCO

3.1 Introdução

A primeira etapa de uma campanha prospectiva é a seleção de áreas-alvos em escala regional. Para isso, utilizam-se dados diretos e indiretos que auxiliam na definição de áreas(alvo) a serem investigadas e/ou detalhadas. Dentre estas, citam-se, as imagens de satélite e aerogeofísicas. *Softwares*, dedicados ao tratamento de imagens de satélite, fornecem imagens com diferentes composições de cores e classificações temáticas dos objetos nelas identificados. Assim, obtêm-se mapas temáticos para estudos geológicos prospectivos e exploracionais. Por outro lado, mapas aeromagnetométricos, por exemplo, podem fornecer a localização de complexos intrusivos máfico-ultramáficos (possíveis portadores de depósitos disseminados a maciços de sulfetos, de cromita, de magnetita ou de ilmenita; Stanton 1972).

Estes aspectos, com ponto de vista exploratório, foram aplicados, por essas técnicas, num estudo metalogênico dos metamafitos e/ou metaultramafitos da Suíte ígnea Ribeirão dos Motas (SIRM) e metaultramafitos da Suíte ígnea Cláudio (SIC). Essas suítes, hoje, possuem vasto acervo de análises litogeoquímicas e de química mineral, incluindo os dados deste trabalho. Os dados de Sistemas de Informações Geográficas (*SIG*), os dados geológicos, geomorfológicos, de sensoriamento remoto, aerogeofísicos, litogeoquímicos e mineroquímicos, foram integrados para determinar áreas favoráveis a depósitos sulfetados de Ni e Cu elementos do grupo da platina (EGP). Os litotipos estudados foram comparados com ocorrências mundiais portadoras de concentrações econômicas de sulfetos destes metais.

3.2 Contexto geológico.

A área que foi estudada (Figura 3.1) situa-se na porção meridional do Cráton São Francisco, a oeste do Quadrilátero Ferrífero e engloba os municípios de Cláudio, Campo Belo, Santana do Jacaré, Monsenhor João Alexandre, Itapeçerica, Oliveira e Santo Antônio do Amparo, na parte centro-sul do Estado de Minas Gerais. Neste contexto, diques máficos proterozóicos intrudem litotipos ígneos e metamórficos, meso- a neo-neoarqueanos, do Complexo metamórfico Campo Belo (CMCB) e sequências supracrustais indivisas, neoarqueanas a paleoproterozóicas, correlacionadas aos

supergrupos Rio das Velhas e Minas. Carneiro *et al.* (2006) agruparam as rochas do CMCB em quatro grandes suítes: gnáissica; metaultramáfica; máfica; e, granitoide.

A maior parte das rochas metaultramáficas pertencentes ao CMCB é representada pela Suíte ígnea Ribeirão dos Motas (SIRM). Essa unidade compreende camadas alternadas de peridotito e piroxenito que exibem texturas ígneas reliquias (*e.g.*, texturas ortocumuláticas, adcumuláticas e heterocumuláticas) preservadas e paragêneses metamórficas de fácies granulito, ocasionalmente retrometamorfísadas para as fácies anfíbolito e xisto verde. Associados a estes metaultramafitos aparecem anfíbolitos máficos, metagabronoritos e granulitos máficos (Carvalho Jr., 2001; Santos *et al.* 2014). A Suíte ígnea Cláudio (SIC) foi incluída na Sequência supracrustal Cláudio (Couto e Carneiro, 2007) e, atualmente, está desvinculada da mesma (Santos *et al.* 2014) e integra, em menor proporção, a Suíte metaultramáfica do CMCB e abrange metaortopiroxenitos com olivina e espinélio e, ocasionalmente, metaperidotitos que afloram nas serranias dos municípios de Cláudio, Oliveira e Monsenhor João Alexandre. Estes litotipos apresentam trama heteroadcumulática reliquiar e paragêneses metamórficas de fácies granulito, retrometamorfísadas para as fácies anfíbolito e xisto verde.

3.2 Materiais e métodos

A geologia, geoquímica e petrologia dos metamafitos e metaultramafitos da SIRM e dos metaultramafitos da SIC foram abordados em estudos anteriores (Carvalho Jr., *op. cit.*; Couto e Carneiro, *op. cit.*). Assim, a primeira etapa deste trabalho compreendeu a montagem de um banco de dados regional georreferenciado que contém informações petrográficas, litogeoquímicas e de química mineral destes litotipos. Adicionalmente, realizou-se um trabalho de campo com coleta de amostras que, posteriormente, foram analisadas. Os resultados destas análises litogeoquímicas foram obtidos no laboratório canadense *Acme Analytical Laboratories Ltd.* Os elementos maiores foram examinados por *ICP-ES* e os elementos menores, traços e terras raras por *ICP-MS*. O *software ArcGIS (ESRI)* modelou resultados litogeoquímicos regionais relativos aos teores de Ni e Cu (Tabelas 3.1, 3.2 e 3.3), através do método de *IDW (Inverse Distance Weighted)*. Além disso, foram calculados valores de *background* e limiares de Ni e Cu para os metaultramafitos da SIRM e SIC e metamafitos da SIRM, em base a metodologia de Maranhão (1989).

As análises de química mineral, relacionadas aos minerais metálicos (Tabela 3.4), foram realizadas no Laboratório de Microanálises da Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG), através da microsonda eletrônica “*JEOL JXA-8900RL WD/ED combined microanalyzer*”.

O *softwareArcGIS (ESRI)* foi utilizado para tratamento das imagens multiespectrais do sensor *ETM+* a bordo do Satélite *Landsat7* (cenas 35/741, 35/742 e 35/761), através do método de subtração de bandas espectrais proposto por Liu e Moore (1990). Este tratamento visa ressaltar a presença de óxidos e hidróxidos de Fe^{+3} , produtos da alteração de rochas máficas e ultramáficas. O mapa aeromagnetométrico *dy*, utilizado neste trabalho, é produto do levantamento aerogeofísico realizado pela Lasa (2001). Estes dados aeromagnetométricos foram tratados e filtrados pelo *softwareGeosoftOasis Montaj*.

Tabela 3.1- Teores de Ni e Cu, baseados em análises de rocha total, que ocorrem em rochas metaltramáficas e máficas da SIRM.

Amostras	Ni	Cu	Amostras	Ni	Cu
4.1*	1.940		023C*	132	
4I*	1.584		023H*	130	
4J*	1.638		023I*	139	
023A1*	1.879		41*	216	
023A2*	1.122		41*	133	
023A3*	1.781		25*	180	
26A*	2.015		70*	65,7	
26B*	1.626		72A*	146	
29*	1.945		74B*	224	
49B*	1.290		106*	454	
054A*	1.011		108A*	256	
054C*	1.555		136*	156	
61B1*	1.191		139*	57,1	
61B2*	1.222		142*	79,1	53,5
62*	1.651		100A*	228	
63*	1.831		180B*	231	
66A*	2.073		207B*	62,3	
67A*	1.771		403B*	82,3	
107*	1.054		512*	56	112,8
146*	3.066		307*	263	
231*	1.984		450*	82,7	
361*	1.759		511*	83	114,5
403C*	878		631*	57	135,9
9910	1.585	11,4	471A*	184,9	
406*	1.766	61,3	471B*	589	
1470A*	1.899	0,1	1477-4A*	69	16
9914	1.280	3,3	1477-4B*	63	10
9912B	1.831	1,1	1477-4C*	62	11
Média de metaperidotitos	1.655,1	15,44	1477-4D*	66	12
			1477-4E*	70	11
			9902	822	169,2
			9902A	860	172,3
			9913	107	110
			Média de metamafitos	194,12	77,35

Referência -*Carvalho Jr.(2001).

Tabela 3.2 - Teores de Ni e Cu, baseados em análises de rocha total, que ocorrem em rochas metapiroxeníticas da SIRM.

Amostras	Ni	Cu	Amostras	Ni	Cu
27C	880		101 ^a	1.602	
46 ^a	1.262		158	1.552	
313	618		160	722	
402	925	37,9	180 ^a	1.950	
412	1.345		193 ^a	1.190	
482B	614		207 ^a	1.160	
1232	798	0,3	467B	1.171	
1240	1.434	2,4	467C	1.076	
1882	1.480	55	Média de metapiroxenitos	1.302,87	
1669	722	59			
1882	1.698	96			
1885	922	35			
2571	818	60			
6471	1.078	1,2			
9909	1.687	1			
9912	1.855	11,7			
6783	4.222	0,6			
Média de metapiroxenitos com espinélio	1.315,17	30			

Referência - *Carvalho Jr.(2001).

Tabela 3.3 - Teores de Ni e Cu, baseados em análises de rocha total, que ocorrem em rochas metaultramáficas da SIC (Couto 2004).

Amostras	Ni	Cu
2170	1.324	10
2173	1.784	33
2535 ^a	1.306	27
2903 ^a	1.392	10
3006C	587	62
3065	699	13
3634-65	1.144	95
3765C	828	12
3765D	843	13
3765B	1.107	70
3738	1.222	37
3895 ^a	1.333	17
3904 ^a	1.382	44
9920	1.648	0,6
Média ultramáficas	1.185,64	31,69

Tabela 3.4- Teores médios dos elementos que foram analisados por microsonda eletrônica [Carvalho Jr. (2001) e este trabalho] nos minerais opacos das rochas metamáficas-metaultramáficas da SIRM: 1) 16 pontos em maucherita; 2) 4 pontos em orcelita; 3) 22 pontos em pentlandita; 4) 6 pontos em pirrotita; 5) 3 pontos em calcopirita; e, das ultramáficas da SIC: 6) 5 pontos em nicolita; 7) 27 pontos em pirrotita; 8) 3 pontos em calcopirita; 9) 10 pontos em pentlandita (Couto e Carneiro, 2007). NA: não analisado.

Elemento químico	Média das composições								
	SIRM					SIC			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
As	44,98	35,26	0,01	0,03	0,00	49,41	0,00	0,01	0,02
Fe	0,29	0,01	28,98	61,94	32,80	0,24	60,97	35,64	31,72
Co	5,51	0,07	4,97	0,02	0,02	0,00	0,01	0,02	1,09
S	0,14	0,01	32,43	36,69	34,08	0,08	38,27	35,30	32,69
Zn	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,2	0,00
Cu	0,24	0,90	0,00	0,03	31,89	0,03	0,04	28,39	0,02
Ni	49,75	62,43	32,91	0,30	0,63	51,00	0,34	0,06	32,99
Pb	0,01	0,04	0,00	0,00	0,00	NA	NA	NA	NA
Total (%)	100,94	98,72	99,28	99,04	99,42	100,76	99,65	99,43	98,53

3.3 Resultados

Inicialmente, foi confeccionada a imagem multiespectral *TM3-TM1* (Figura 3.2). Seus pontos, 100% pretos e 90% pretos, estão relacionados a interferências antrópicas no ambiente, como estradas, topos de morros desmatados e cidades. Todavia, observa-se a existência de alguns pontos de coloração preta 80%, em áreas onde afloram metaultramafitos pertencentes à SIRM ou à SIC ou onde existem solos resultantes da alteração dessas rochas. O mapa aeromagnetométrico da região em estudo (Figura 3.3) também revela anomalias positivas concordantes com as áreas onde afloram rochas metaultramáficas.

O mapa cloropédico de Ni (Figura 3.4) aponta teores significativos deste elemento em metaperidotitos e metapiroxenitos da SIRM. Embora a concentração de Cu (Figura 3.5) seja pequena nessas rochas, observa-se intercrescimento de pentlandita e calcopirita. Nos litotipos metaultramáficos da SIC, os teores de Ni são da ordem de 1.825 ppm (Tabela 3.5A). Enquanto as concentrações anômalas de Cu nos litotipos dessa unidade atingem valores da ordem de 74 ppm (Tabela 3.5B). Usualmente, também, têm-se sulfetos de níquel associados a sulfetos de cobre nos metaultramafitos da SIC. As fotomicrografias (Figura 4.1) mostram a presença de pentlandita em metapiroxenitos da SIRM e pentlandita e nicolita associadas à calcopirita nos metaultramafitos da SIC, respectivamente.

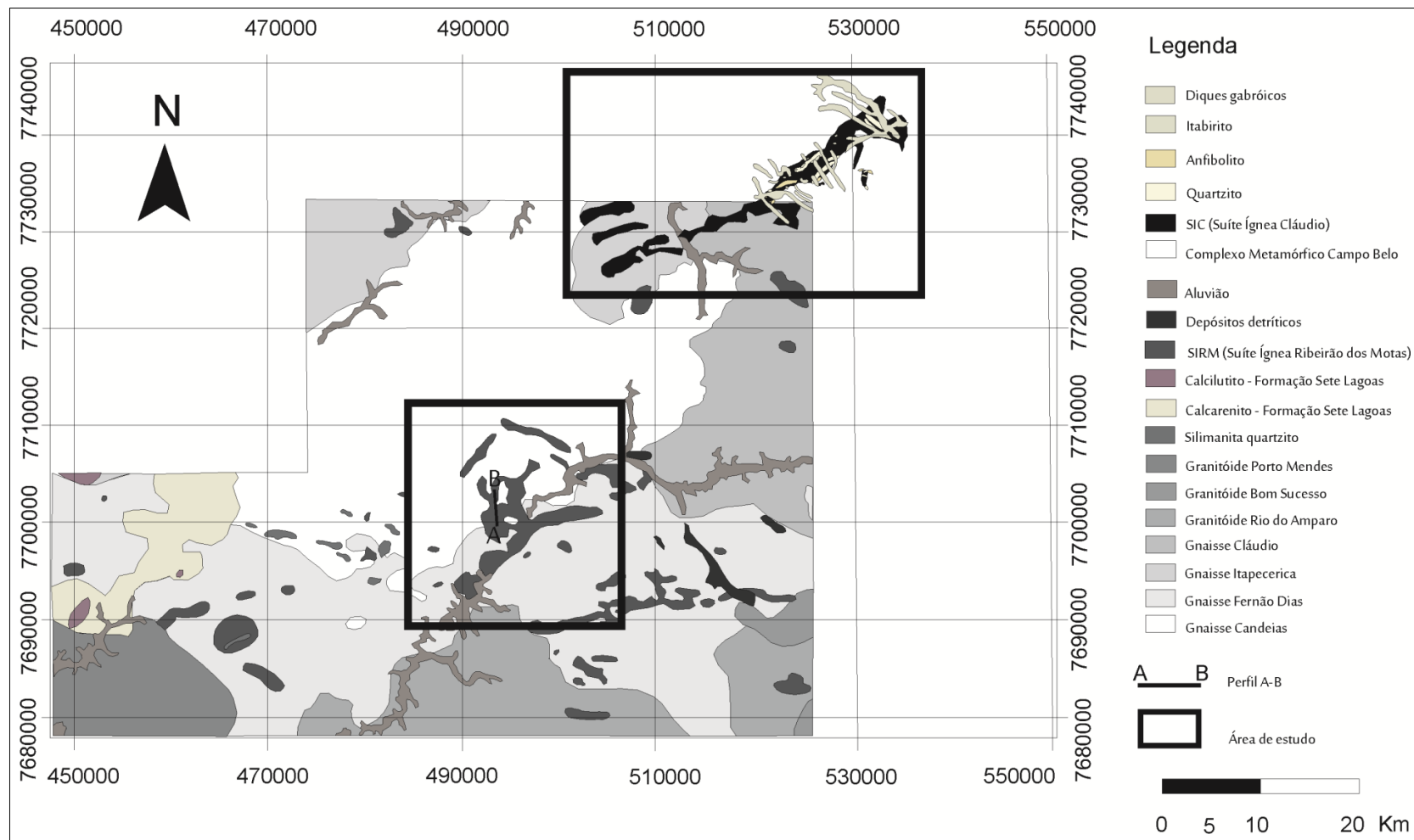


Figura 3.1 - Mapa geológico que mostra a região estudada (modificado de Couto e Carneiro, 2007 e Carneiro *et al.* 2006).

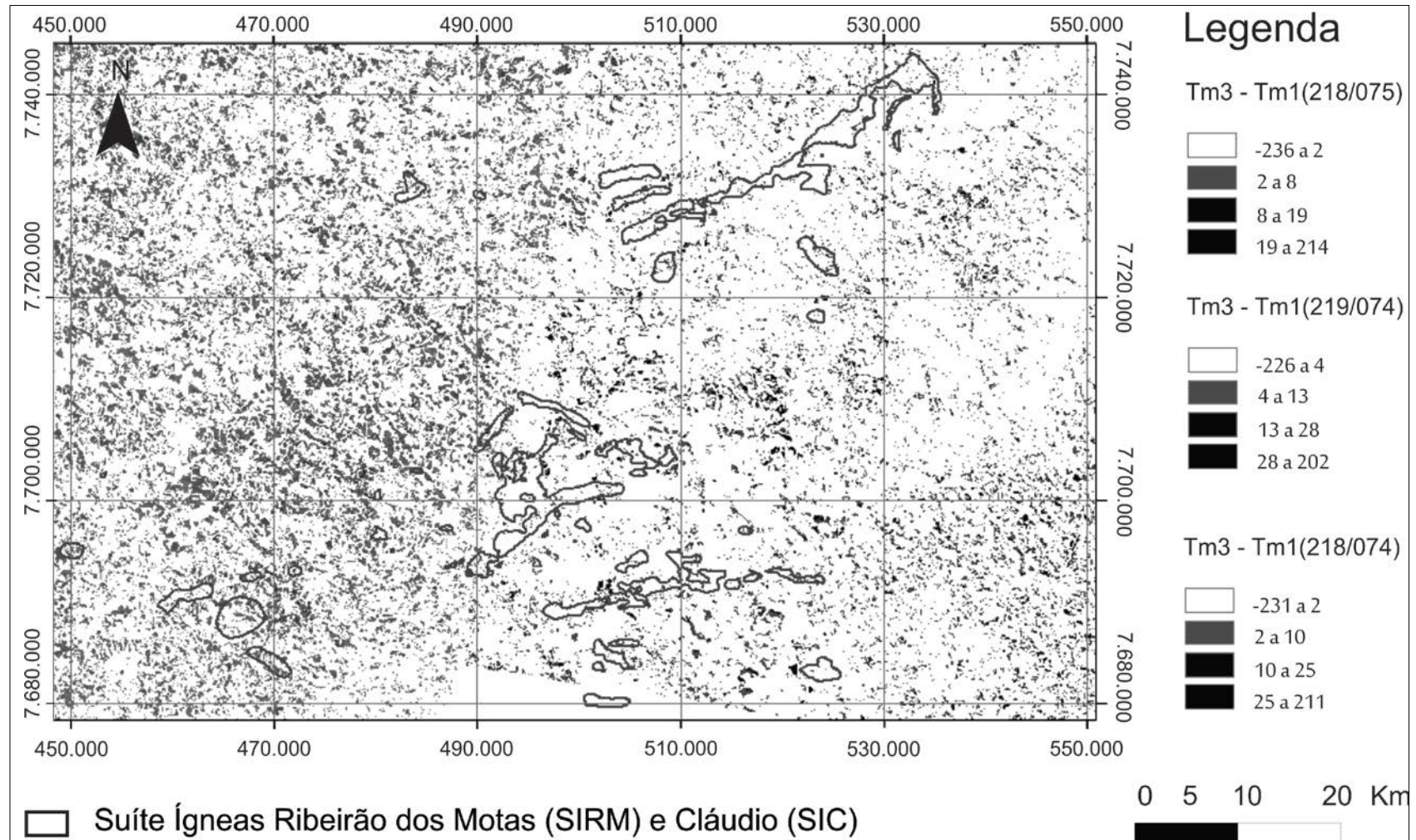


Figura 3.2 - Mapa geológico (modificado de Couto e Carneiro, 2007 e Carneiro *et al.* 2006) da região estudada que foi sobreposto a imagem resultante da subtração das bandas espectrais (TM3-TM1).

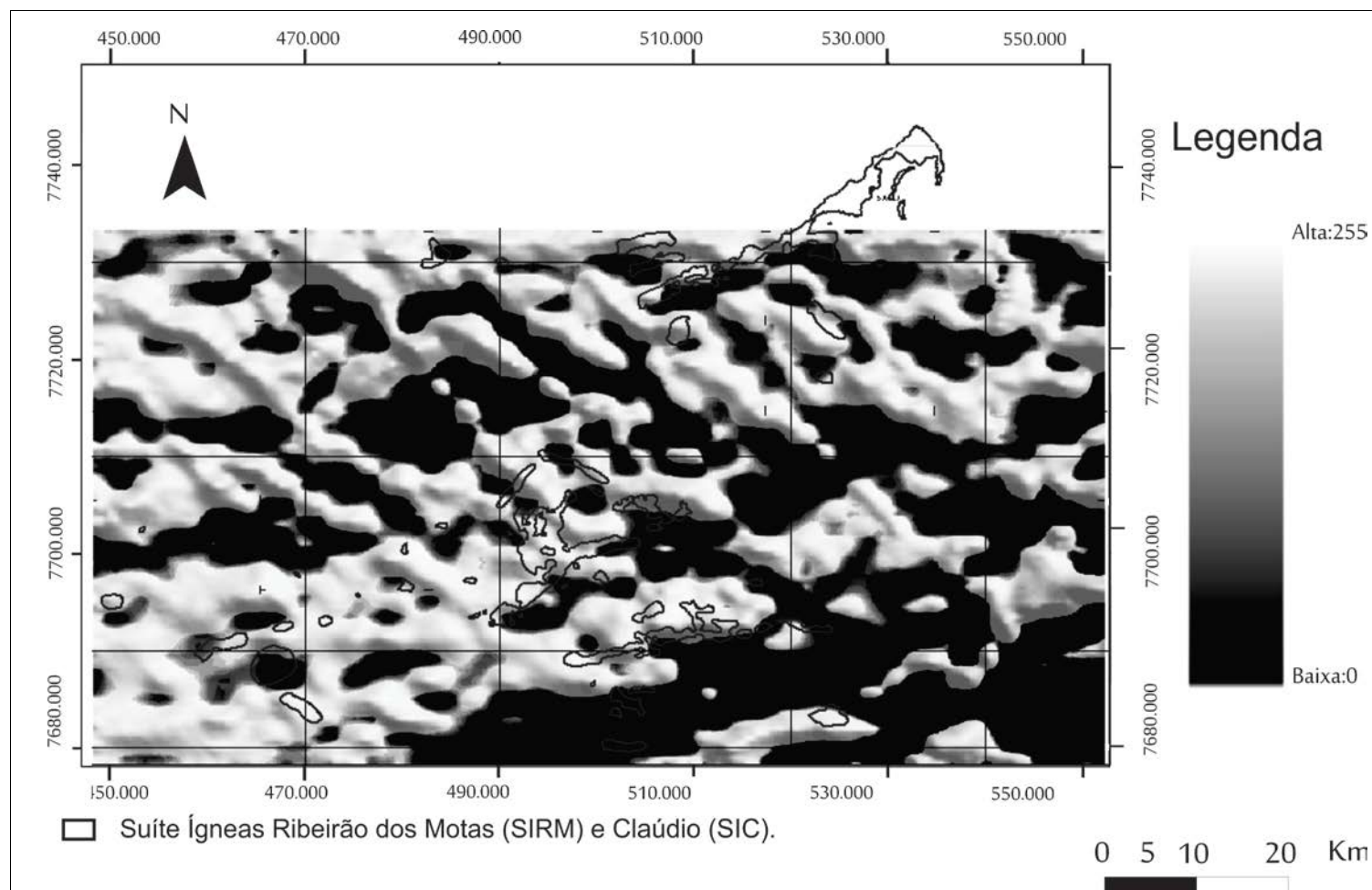


Figura 3.3- Mapa aeromagnetométrico da região estudada que exibe a coincidência de anomalias da derivada em “Y” com a posição geográfica das rochas (meta)máfico-ultramáficas intrusivas (Lasa 2001).

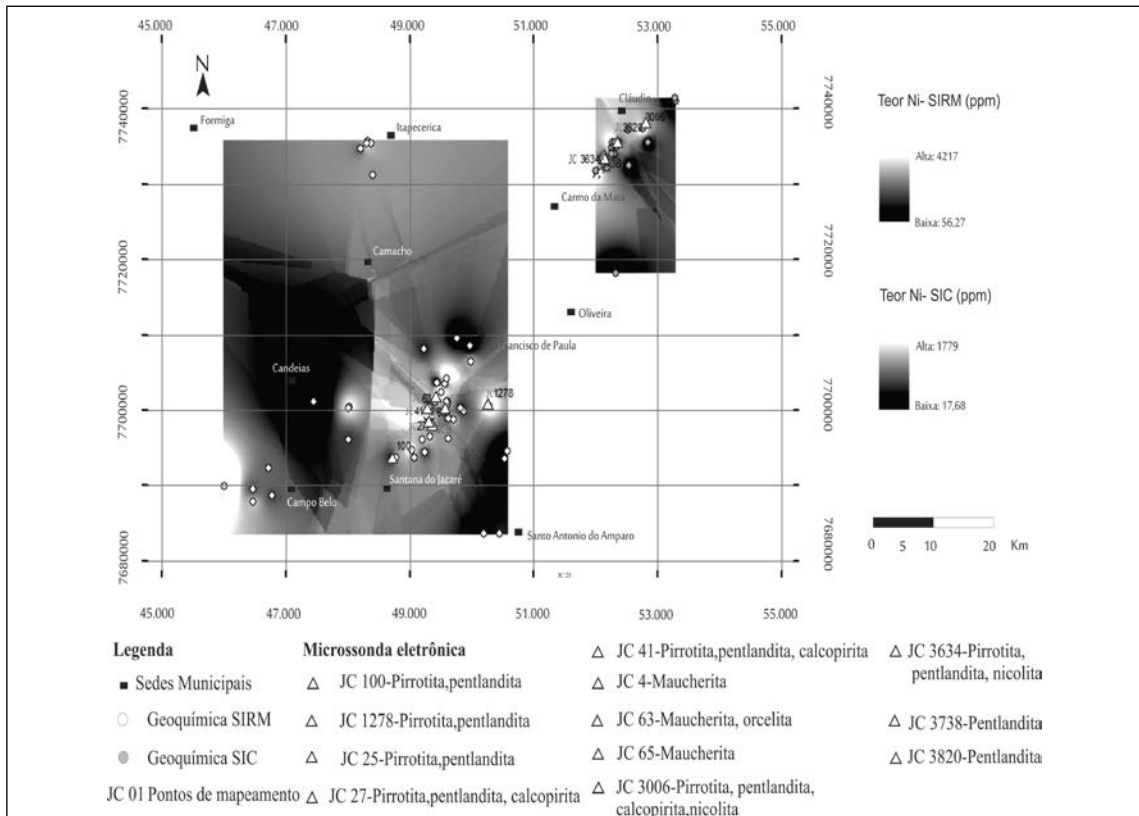


Figura 3.4- Imagem cloropédica da cor preta (mínimo) a branca (máximo), que foi obtida pelo tratamento de dados geoquímicos (rocha total) regionais de teores de Ni nos litotipos da SIRM e SIC estudados neste trabalho.

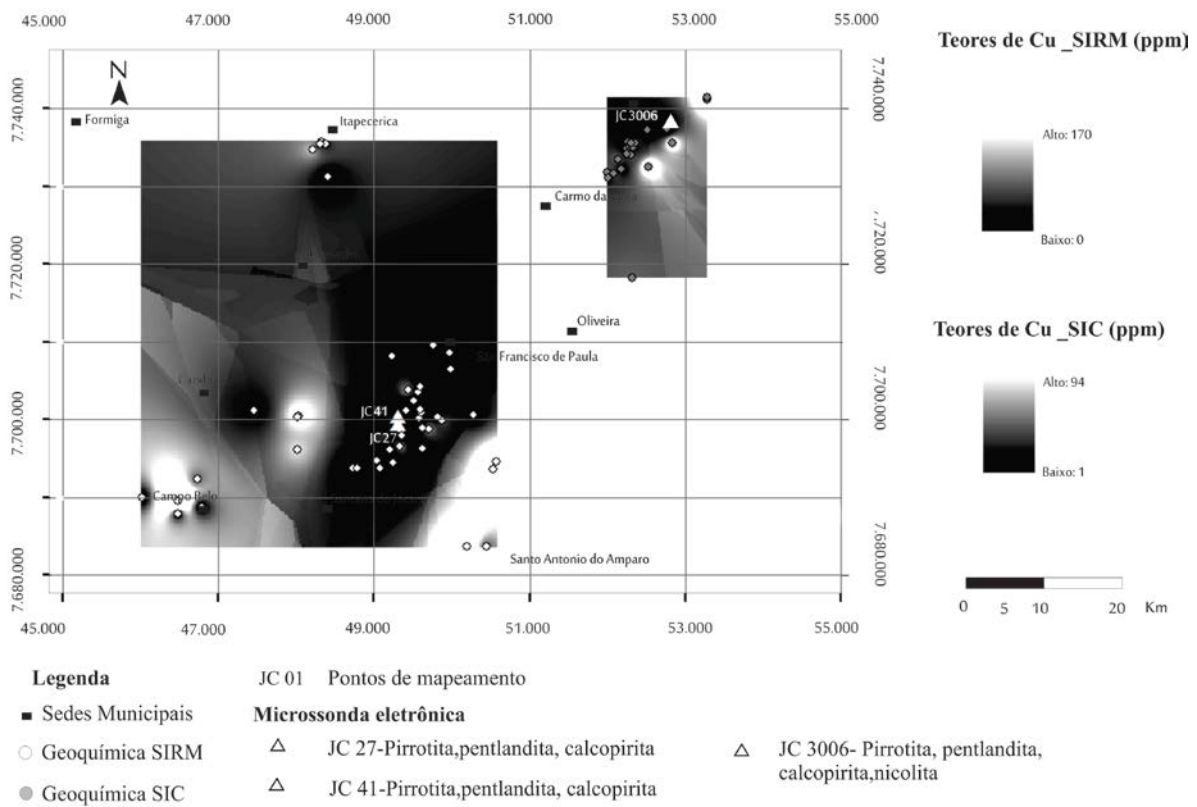


Figura 3.5 - Imagem cloropédica da cor preta (mínimo) a branca (máximo), que foi obtida pelo tratamento de dados geoquímicos (rocha total) regionais de teores de Cu nos litotipos da SIRM e SIC estudados neste trabalho.

Tabela 3.5A- Concentrações médias de Ni e Cu que foram determinadas em rochas de complexos máficos-ultramáficos do globo: *Naldrett (2004);^{*1} Kuhns *et al.*(1990); ^{*2} Li *et al.* (2005);^{*3} Brugmann *et al.* (2000);^{*4} Butt e Brand (2003);^{*5} Raylings (2001);^{*6} McNeil (1980).

*Localidades	*Ambiente tectônico	*Magmatismo	Idade	*Recurso incluindo material minerado (10 ³ t)		Litotipo	Média rocha-total	
				Ni	Cu		Ni	Cu
Duluth	Rifte (tríplice junção)	Basáltico	1,1 Ga ^{*1}	8.000	24.000	Troctolito ^{*1}	2.857	10.386
Jinchuan	Rifte margem continental	Picrito-tholeiítico	812 ± 26 Ma ^{*2}	5.459	3.888	Dunito ^{*2}	4.335	1.845
						Troctolito ^{*2}	4.368	6.316
						Lherzolito ^{*2}	1.799	313
Pechenga	Rifte margem continental	Ferropicrítico	2,0 Ga ^{*3}	4.000	2.150	<i>Pillowlavas</i> ferropicríticas ^{*3}	1.093	350
Mt. Keith	<i>Greenstone belt</i>	Komatiítico	2,7 Ga ^{*4}	2.868	57	Komatiíto mineralizado transição saprolito/rocha ^{*4}	5.990	2.105
						Komatiíto não mineralizado (<i>barren</i>) - transição saprolito/rocha ^{*4}	2.785	9
						Komatiíto meso- <i>ad</i> cumulato mineralizado ^{*4}	5.750	180
						Komatiíto meso- <i>ad</i> cumulato não mineralizado (<i>barren</i>) ^{*4}	2.850	–
						Metagabro ^{*5}	42	70
Voisey's Bay	Rifte	Tholeiítico	1,3 Ga ^{*5}	2.174	1.162	Hornblenda-gabro ^{*5}	63	43
						Komatiíto mineralizado ^{*6}	1.027	36
Kambalda ^{*6}	<i>Greenstone belt</i>	Komatiítico	2,7 Ga ^{*6}	1.943	144	Komatiíto não mineralizado (<i>barren</i>) ^{*6}	429	29

Tabela 3.5B- Concentrações médias de Ni e Cu que foram determinadas em rochas de complexos máficos-ultramáficos do globo: *Naldrett (2004); *⁷ Stewart (2002); *⁸ Manyeruke & Maier (2005); *⁹ Mason (1998)/ *¹⁰ Törmänen & Karinen (2001).(continuação...)

*Localidades	*Ambiente tectônico	*Magmatismo	Idade	*Recurso incluindo material minerado (10 ³ t)		Litotipo	Média rocha-total	
				Ni	Cu		Ni	Cu
Cape Smith Belt* ⁷	Rifte margem continental	Komatiítico	1.918 Ma* ⁷	672	173	Vulcano-clástica* ⁷	110	39
						Basalto* ⁷	240	116
						Piroxenito* ⁷	863	300
						Peridotito* ⁷	1.729	153
						Olivina-piroxenito* ⁷	1.291	162
						Troctolito* ⁷	245	44
						Basalto* ⁷	239	116
Platreef	Intra-cratônico	Básico, tholeiítico a picrítico	2,45 Ga* ⁸	6.549	3.195	Platreef Superior* ⁸	2.731	1.450
						Gabro (Sill)* ⁸	201	12
						Norito (Sill)* ⁸	282	14
						Hornfels* ⁸	295	14
						Platreef Médio* ⁸	6.544	3.661
Great Dyke	Intra-cratônico rifte	Básico, tholeiítico a picrítico	3,6 Ga* ⁹	5.405	3.604	Dunito* ⁹	2.683	7
						Ortopiroxenito* ⁹	975	8
Portimo Area	Rifte margem continental	Tipo U, tholeiítico	2,45 Ga* ¹⁰	175	393	Ultramáfica* ¹⁰	375	–

3.4 Discussão

Os valores de *background* e de limiar de níquel calculados para rochas ultramáficas da SIRM e SIC (Tabelas 3.1, 3.2, 3.3, 3.4, 3.5A, 3.5B, 3.5C, 3.5D, 3.5E) revelam-se bastante significativos em relação aos teores de Ni encontrados em rochas ultramáficas de alguns importantes depósitos mundiais associados a complexos acamadados intrusivos (*e.g.*, Bushveld, Platreef, Voisey Bay), vulcânicos (*e.g.*, Kambalda, Pechenga, Cape Smith Belt) e ofiolíticos (*e.g.*, Jinchuan). Adicionalmente, ocorrem arsenietos de níquel em metaperidotitos e pentlandita em metapiroxenitos da SIRM e metaultramafitos da SIC.

Tabela 3.5C- Concentração média de Ni e Cu que foi determinada em rochas de complexos máficos-ultramáficos do globo. *Naldrett (2004);*¹¹Willmore *et al.* (2000);*¹²Barnes & Gomwe (2011). (continuação...).

*Localidade s	*Ambient e tectônico	*Magmatis mo relacionado	Idade	*Recurso incluindo material minerado (10 ³ t)		Litotipo	Média rocha-total	
				Ni	Cu		Ni	Cu
Total Bulshveld (UG- 2/Merensky) * ⁸	Intra- cratônico	Básico, tholeiítico a picrítico	2.060±3Ma* ₁₁	15.27 6	6.88 1	Olivina- Piroxenito/ Zona Inferior* ¹¹	607	3
						Harzburgito/ Zona Inferior* ¹¹	564	3
						Piroxenito/ Zona Inferior* ¹¹	489	3
						Leuco- piroxenito/ Zona Crítica* ¹¹	363	15
						Norito/ Zona Crítica* ¹¹	284	8
						Piroxenito/ Zona Crítica* ¹¹	482	6
						Leuconorito/Zon a Crítica* ¹¹	163	6
						Melanorito/Zona Crítica* ¹¹	352	5
						Anortosito/Zona Crítica* ¹¹	122	6
						Lac des Iles	Não determinad o	Tholeiítico
Metagabronorito * ¹²	484	86						
Clorita-actinolita xisto* ¹²	697	308						

Tabela 3.5D- Concentração média de Ni e Cu que foi determinada em rochas de complexos máficos-ultramáficos do globo. *Naldrett (2004);*¹³Harper (2004);*¹⁴Carneiro *et al.* (1997). (continuação...).

*Localidades	*Ambiente tectônico	*Magmatismo relacionado	Idade	*Recurso incluindo material minerado (10 ³ t)		Litotipo	Média rocha-total	
				Ni	Cu		Ni	Cu
Stillwater	Não determinado	Básico, tholeiítico a picrítico	1,7 Ga ^{*13}	15	7	Anortosito ^{*13}	143	40
						Troctolito ^{*13}	2.203	1.474
						Norito ^{*13}	189	42
						Dunito ^{*13}	355	42
						Gabronorito ^{*13}	724	107
Sítio ígnea Ribeirão dos Motas (SIRM)	Distensivo do tipo retroarco ^{*15}	Komatiítico ^{*15}	2,49-3,09Ga ^{*14}			<i>Background</i> de metaperidotitos da SIRM	1.608	2
						Valor limiar de metaperidotitos da SIRM	2.488	62
						<i>Background</i> de metapiroxenitos da SIRM	1.197	9
						Valor limiar de metapiroxenitos da SIRM	2.016	71
						<i>Background</i> de metapiroxenitos com espinélio da SIRM	1.608	-
						Valor limiar de metapiroxenitos com espinélio da SIRM	2.248	-
								-

Tabela 3.5E- Concentração média de Ni e Cu que foi determinada em rochas dos complexos máficos-ultramáficos do globo. *Naldrett (2004);*¹⁴Carneiro *et al.* (1997);*¹⁵Santos *et al.* 2014. (Continuação...).

*Localidades	*Ambiente tectônico	*Magmatismo relacionado	Idade	*Recurso incluindo material minerado (10 ³ t)		Litotipo	Média rocha-total	
				Ni	Cu		Ni	Cu
Suíte ígnea Ribeirão dos Motas (SIRM)	Distensivo do tipo retroarco* ¹⁵	Komatiítico* ¹⁵	2,49- 3,09Ga* ¹⁴			Background de metamafitos da SIRM	137	45
						Valor limiar de metamafitos da SIRM	543	175
Suíte ígnea Cláudio (SIC)	"Back arc" ou bacia marginal* ¹⁵	Komatiítico* ¹⁵				Background de rochas metaultramáficas da SIC	1.133	19
						Valor limiar de rochas metaultramáficas da SIC	1.825	74

O cobre apresenta baixas concentrações nas rochas ultramáficas da SIRM e SIC quando comparado as de alguns importantes depósitos cupríferos associados à segregação magmática em complexos plutônicos (*e.g.*, Bushveld), ou ofiolíticos (*e.g.*, Jinchuan) ou a derrames komatiíticos (*e.g.*, Kambalda), basálticos (*e.g.*, Duluth) ou picríticos (*e.g.*, Pechenga). Ocorre, ainda, calcopirita associada à pentlandita em alguns litotipos de natureza ultramáfica na área de estudo. Embora este trabalho não contemplou a amostragem, para exploração geoquímica, em malha regular, a integração destas informações permitiu uma avaliação preliminar do potencial metalogenético dos metaultramafitos associados à SIRM e SIC.

3.5 Conclusões

A integração dos dados neste trabalho, especialmente relativa aos litogeoquímicos, revela que a área em estudo apresenta teores significativos de Ni e Cu, em relação a outras ocorrências mundiais. Deste modo, foi possível definir três áreas-alvo (Figura 3.6) com potencial para metalogênese econômica de sulfetos destes metais que devem ser objeto de investigações geológicas de mais detalhe. Ainda, técnicas complementares, como geoquímica de solos, litogeoquímica e geofísica terrestre (métodos elétricos, magnetometria e gravimetria), em malhas regulares, deverão aplicadas para confirmar credibilidade a este modelo de exploração.

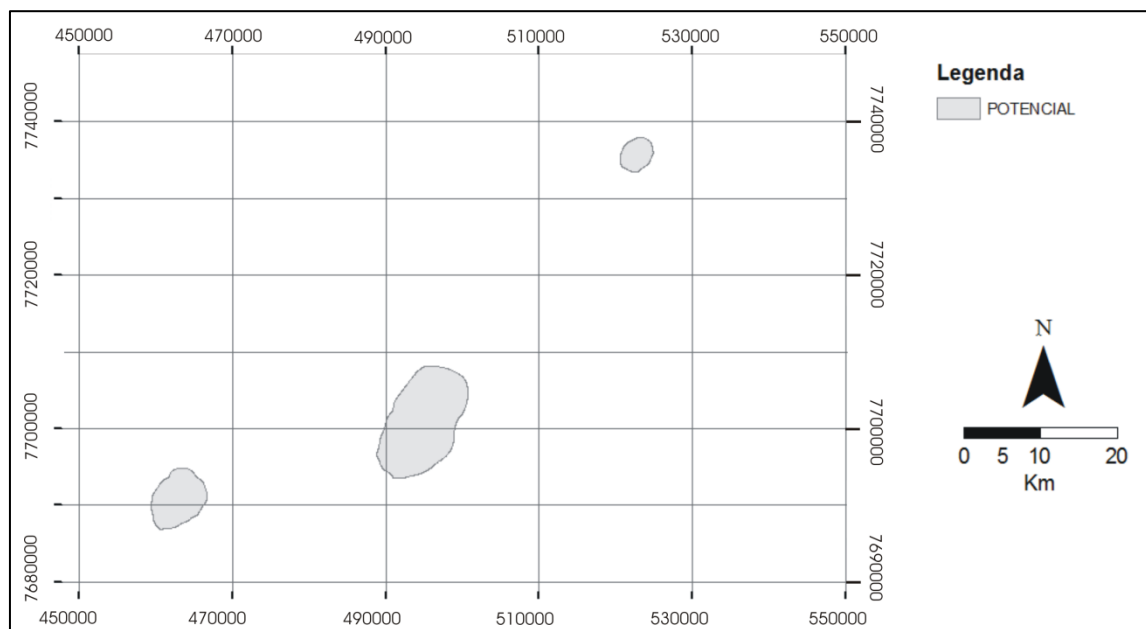


Figura 3.6 - Áreas-alvo que são sugeridas para exploração detalhada de Ni e Cu na porção meridional do Cráton São Francisco.

CAPÍTULO 4

AMBIENTE TECTÔNICO E METALOGÊNESE DAS SUÍTES ÍGNEAS RIBEIRÃO DOS MOTAS E CLÁUDIO, CRÁTON SÃO FRANCISCO MERIDIONAL

4.1 Introdução

Conforme mencionado anteriormente, a área estudada situa-se na porção meridional do Cráton São Francisco, centro-sul do estado de Minas Gerais, Brasil, onde ocorrem rochas(meta)máfico-ultramáficas conhecidas como suítes ígneas Ribeirão dos Motas e Cláudio. Essas ocorrências tem sido objeto de estudos geológicos (*e.g.*, Couto & Carneiro 2007; Carvalho Jr. 2001) pois, como se sabe, esses litotipos podem ser portadores de depósitos minerais metálicos endomagmáticos (Biondi 1986). Esses depósitos podem ser identificados por: a) associação genética (*e.g.*, plutonismo ou vulcanismo); b) tipo de magmatismo (*e.g.*, básico ou ultrabásico); c) contexto geotectônico (*e.g.*, complexos estratiformes, alpinos ou *greenstone belts*); d) idade; e) importância econômica dos depósitos; f) aspectos litológicos; g) estratigráficos; estruturais (*e.g.*, bandamento críptico ou rítmico em complexos estratiformes); h) texturais (*e.g.*, texturas cumuláticas em complexos ígneos estratiformes, texturas porfíricas, ofíticas e *spinifex* em cinturões de rochas verdes ou olivina deformada em complexos alpinos), e i) mineralógicos (*e.g.*, variação da fase mineral e/ou química mineral através dos estratos em complexos estratiformes).

Por outro lado, considerando-se a mineralogia e os aspectos petrogenéticos em geral, esses depósitos podem ser sistematizados em sete grupos, a saber: 1) depósitos gerados por diferenciação magmática [*e.g.*, cromitito de Bushveld (Cameron 1964), óxidos de Fe-Ti (V) do tipo Bushveld (Molyneux 1969), EGP e sulfetos tipo Great Dyke (Wilson & Tredoux 1990)]; 2) depósitos de EGP por diferenciação, hibridização e imiscibilidade de magmas [*e.g.*, horizonte Merensky (Naldrett *et al.* 1986), tipo UG-2 de Bushveld (Campbell *et al.* 1983)]; 3) depósitos gerados por diferenciação, sedimentação e segregação magmática [*e.g.*, Allard Lake (Hammond 1952) e Ni-Cu tipo Jinchuan (Chai & Naldrett 1992)]; 4) depósitos de Ni-Cu, sulfetados, basais, dependentes de fonte externa de enxofre [*e.g.*, Duluth (Severson 1988)]; 5) depósitos por cristalização fracionada de magmas basálticos em dorsais meso-oceânicas, com posterior tectonismo e recristalização do harzburgito mantélico na interface manto-crosta oceânica [*e.g.*, cromititos podiformes, como o Ofiolito Semail-Oman (Godard *et al.* 2008)]; 6) depósitos de Ni-Cu em komatiítos [*e.g.*, Scotia (Page & Schmulian 1981)].

Sob esses aspectos e de modo a caracterizar a gênese, ambiente tectônico e potencial metalogenético das ocorrências máfico- ultramáficas de Ribeirão dos Motas e Cláudio, realizou-se um

estudo geológico em suas rochas com enfoque na mineralogia de minerais metálicos. Os resultados serão apresentados e discutidos a seguir e, adicionalmente, compararam-se essas ocorrências entre si e, também, com outras mundiais.

4.1.1 Contexto geológico regional

Tectonicamente, a área de estudo situa-se na porção meridional do Cráton São Francisco. O substrato crustal desse cráton de natureza essencialmente metamórfica (Complexo metamórfico Campo Belo, CMCB) foi intrudido por várias gerações de diques máficos arqueanos e proterozóicos e, localmente, é coberto por sequências supracrustais neoarqueanas a paleoproterozóicas, representadas pelos supergrupos Rio das Velhas e Minas. Intrusões ígneas, variavelmente metamorfisadas, de composições ultramáfica, máfica e félsica algumas de natureza acamadada, como é o caso das suítes ígneas Ribeirão dos Motas (SIRM) e Cláudio (SIC), completam a geologia regional (Carneiro *et al.* 2006; Campos 2004; Campos *et al.* 2003; Oliveira *et al.* 1998; 1999; Oliveira 1999; 2004; Oliveira & Carneiro 1999; 2001).

A SIRM aflora em meio às rochas gnáissicas do CMCB, como corpos esparsos, ameboides, ou alongados segundo as direções SW-NE, E-W e, subordinadamente, N-S (Corrêa da Costa *et al.* 1999; Oliveira 1999; Carvalho Jr. 2001; Carneiro *et al.* 2006)). Essa unidade compreende camadas alternadas de (meta) peridotito e (meta) piroxenito que exibem texturas ígneas reliquiares, com anfibolitos associados. A SIRM é a unidade máfica-ultramáfica mais expressiva nos domínios do CMCB, mas outras associações ultramáficas foram caracterizadas nessa região, como os metaultramafitos do da Suíte ígnea Cláudio (SIC). Esses metaultramafitos do SIC tem cor verde escura, granulação fina a grossa e associam-se a anfibolitos, quartzitos, gnaïsse e itabirito (Oliveira 1999; Oliveira & Carneiro 2001; Couto 2004; Couto & Carneiro 2007).

4.2 Resultados

4.2.1 Petrografia e mineralogia da SIRM

Ao longo de um perfil geológico (Figura 3.1) realizado no Ribeirão dos Motas, observaram-se camadas com repetição de estratos de rochas metamáficas e metaultramáficas da SIRM, encaixadas em gnaisses do CMCB. Há gradação de metaperidotitos e metapiroxenitos a metagabros e metagabronoritos. Os metaperidotitos apresentam textura cumulática com granulação fina a grossa, bandamento mineralógico rítmico (*e.g.*, microcamadas ricas em olivina ou em ortopiroxênio serpentinizados) e acamamento ígneo, dado pela orientação de piroxênio e anfibólio (Figuras 4.1 e 4.2). Os minerais desses litotipos são olivina (40-60% modais), ortopiroxênio (15-30%), clinoanfibólio (10-20%) e opacos (3-18%). A olivina ocorre como *chadacristais* em *oikocristais* de ortopiroxênio, ou como *adcumulatos*, e está substituída por serpentina e, subordinadamente, por palhetas de clorita. Ortopiroxênio exibe inclusões de olivina, espinélio e opacos e sobrecrecimento de clinoanfibólio. Alguns grãos encontram-se muito fraturados, uralitizados nas bordas e bastitizados. O clinoanfibólio ocorre como cristais intercúmulus, ou como agregados poligonais. O espinélio (~50% dos opacos) é xenoblástico, de cor verde-acastanhada e granulação fina, fraturado e substituído por magnetita. As amostras estudadas mostram orcelita (~5% dos opacos) que é anédrica, isotrópica, tem cor creme, grãos finos e grada a maucherita (~ 5% dos opacos). A hematita (~10% dos opacos) apresenta coloração cinza claro e ocorre nas porções fraturadas de piroxênio e olivina. A magnetita (~30%) aparece com cor cinza, granulação fina e substitui parcial- ou totalmente espinélio e arsenietos.

Os metapiroxenitos com espinélio associam-se aos metaperidotitos e metapiroxenitos e, mais raramente, aos metagabronoritos. Esses litotipos têm ortopiroxênio (85-45% modais) e clinoanfibólio (35-20%) como minerais essenciais e olivina (<5%) e opacos (3-25%). Estas rochas exibem textura cúmulus e acamamento ígneo, com orientação dos minerais essenciais. O ortopiroxênio intercúmulus compreende *oikocristais* anédricos com bordas bastitizadas e inclui olivina e opacos. A olivina ocorre dispersa na matriz, o que confere textura *adcumulática* a rocha, ou está inclusa no piroxênio. O espinélio (~85% dos opacos) é xenoblástico, de coloração verde-acastanhada, fraturado, substituído por magnetita e ocorre incluso em piroxênio, ou disperso na matriz, o que confere textura *adcumulática* a rocha. A magnetita (~15% dos opacos) substitui, parcial ou totalmente, o espinélio.

Os metapiroxenitos, ainda, mostram textura cumulática, com grãos finos a grossos e acamamento ígneo. Ortopiroxênio (35-50% modal), clinoanfibólio (45-55%) e opacos (<5%) são os minerais essenciais. Ortopiroxênio apresenta inclusão sulfetos intercrecidos e tem sobrecrecimento de anfibólio. O clinoanfibólio aparece em seções anédrico-subédricas, de granulação fina a média, como agregados poligonais intercúmulus. O clinoanfibólio forma grãos intercúmulus ou agregados poligonais. Há intercrecimento de sulfetos inclusos em ortopiroxênio ou dispersos na matriz. A

calcopirita (~20% modais dos opacos) forma grãos anédricos finos de coloração amarela. A pirrotita (~20% dos opacos) apresenta cristais finos castanhos, anédricos e anisotropia forte. A pentlandita (~20 dos opacos) é anédrica, de granulação fina e tem cor creme. A magnetita(~40% dos opacos) substitui os sulfetos.

Metamelagabronoritos apresentam textura heteroadcumulática e grãos finos a grossos. Esses litotipos são compostos por plagioclásio (40%), ortopiroxênio (25%), clinopiroxênio (20%), hornblenda (10%), opacos (5%) e zircão (<1%). O plagioclásio é incolor, subédrico, de granulação média, incluso em piroxênio e, por vezes apresenta bordas alteradas por magnetita; O ortopiroxênio tem pleocroísmo fraco (verde a rosa) e grã média a grossa. O clinopiroxênio tem pleocroísmo (verde claro-incolor) e granulação média. Orto- e clinopiroxênio incluem sulfetos, tem sobrecrescimento de plagioclásio e restrita uralitização nas bordas. A hornblenda é muito pleocróica (verde-castanho), subidioblástica e exhibe granulação média. Observaram-se, ainda, inclusões de pentlandita em pirrotita.

A pirrotita (20% modal dos opacos) é castanha, anédrica, e apresenta granulação fina. A pentlandita (5% dos opacos) é anédrica, exhibe coloração creme, e tem grãos finos. Magnetita (75% dos opacos) substitui pirrotita e pentlandita.

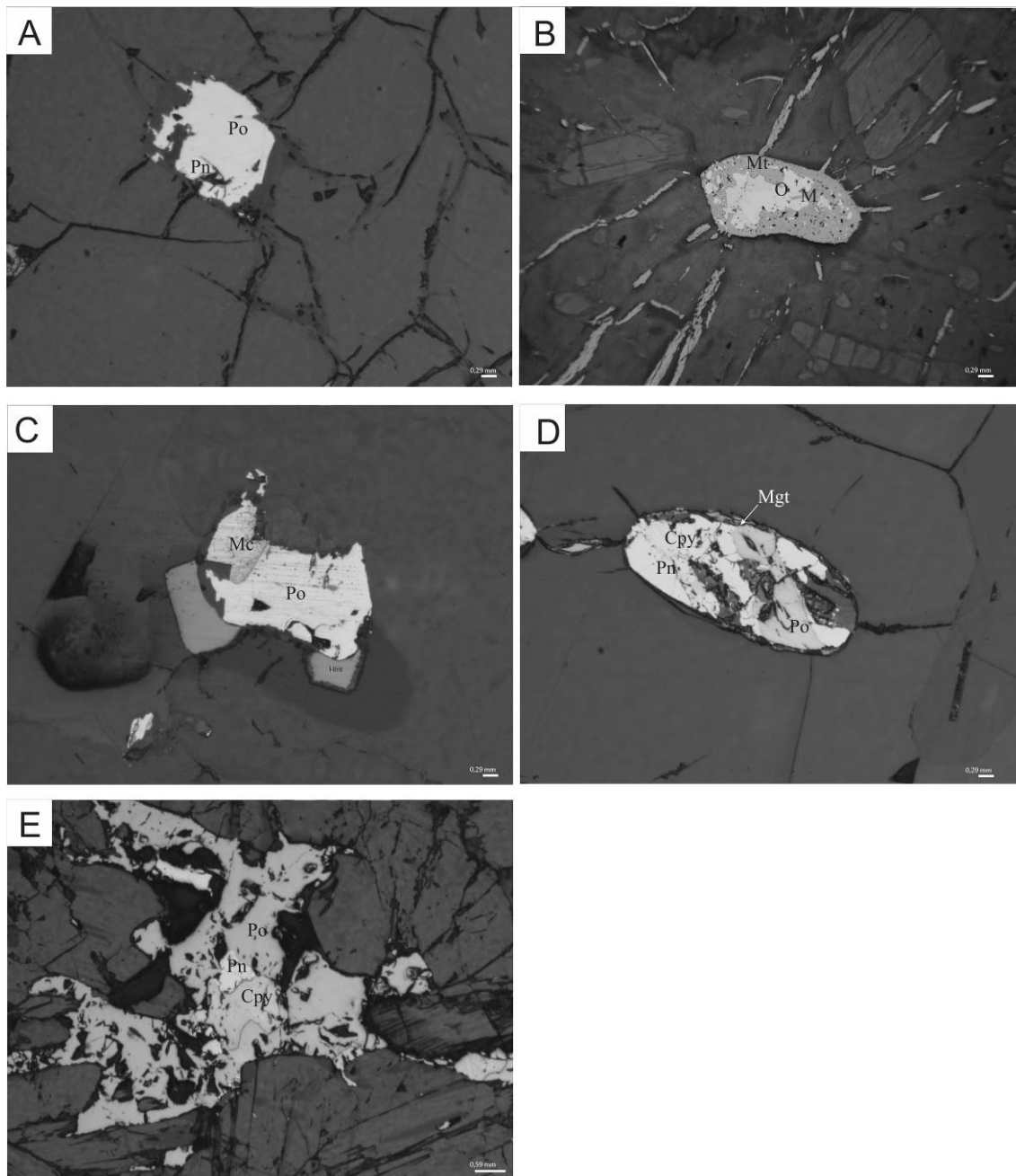


Figura 4.1- Fotomicrografias de minerais opacos dos litotipos máficos e ultramáficos da SIRM: A) intercrescimento de pirrotita (Po) e pentlandita (Pn) cúmulus em metagabronorito; B) orcelita (O) e maucherita (M; arsenietos de níquel) substituídas por magnetita (Mgt); C) marcassita (Mc) em contato abrupto com pirrotita (Po) em anfíbolito; D) inclusões de pentlandita (Pn) e calcopirita (Cpy) em pirrotita (Po) cúmulus da unidade metapiroxenítica. E) de litotipo ultramáfico da SIC com intercrescimento de pentlandita (Pn), pirrotita (Po) e calcopirita (Cpy) intercúmulus em metaultramafito.

Metanoritos tem textura poiquilítica e porfiroblástica e granulação fina a grossa. Estas rochas possuem plagioclásio (30% modal), ortopiroxênio (35%) granada (25%), quartzo (5%), opacos (5%), apatita (<1%), biotita (<1%) e zircão (<1%). O plagioclásio é subédrico, com grãos finos a médios, está incluído em ortopiroxênio e saussuritizado e/ou sericitizado. O ortopiroxênio exibe pleocroísmo forte (cores verde a rosa), grãos médios a grossos, formas subédricas a anédricas e bordas uralitizadas

e/ou substituídas por carbonato. A granada forma porfiroblastos xenoblásticos, muito fraturados, com contornos polidos arredondados e apresenta inclusões de piroxênio, plagioclásio, quartzo, biotita e hematita. O quartzo é xenoblástico, de granulação média, com extinção ondulante, ou ocorre como grãos finos que estão inclusos em granada. Pirrotita, pentlandita, hematita e magnetita formam os opacos. A pirrotita tem cor creme e é anédrica. A pentlandita intercresce com pirrotita e exibe coloração creme. A hematita é xenoblástica, com grãos finos a médios. A magnetita xenoblástica forma quantidades traço e substitui os sulfetos. A apatita é rara e exibe hábito prismático com seções hexagonais. A biotita é castanha avermelhada, e associa-se a granada. O zircão é raro e exibe hábito granular.

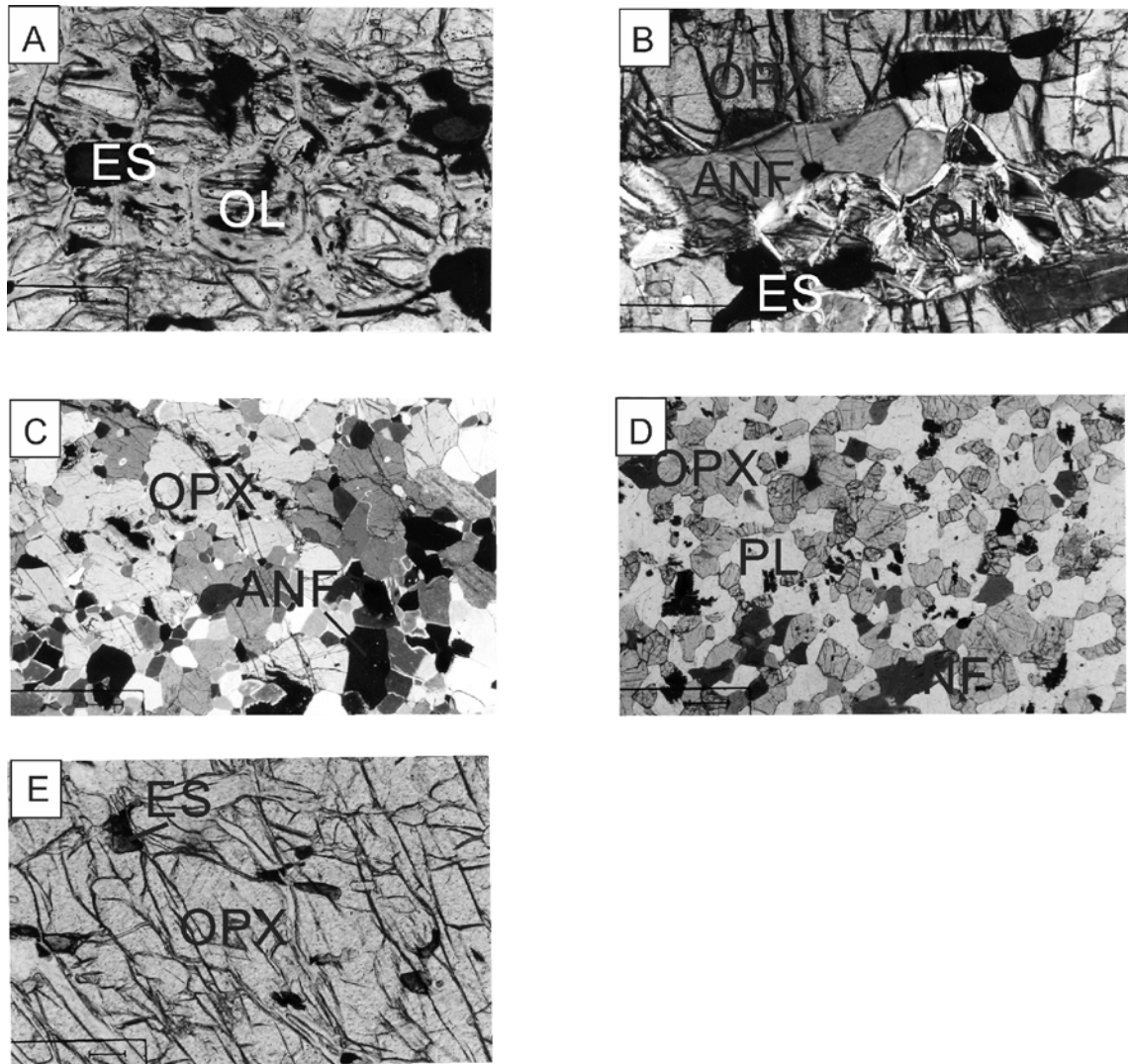


Figura 4.2 - Fotomicrografias dos litotipos máficos e ultramáficos que ocorrem no perfil SE-NW ao longo do Ribeirão dos Motas: A) textura adcumulática de olivina e espinélio (OL e ES) em metaperidotito; B) *oikocristais* de ortopiroxênio (OPX) com inclusões de olivina (OL) e espinélio (ES) e sobrecrescimento de clinoanfíbólio (ANF) em metapiroxenito com espinélio; C) *oikocristais* de ortopiroxênio (OPX) com inclusões de opacos e agregados poligonais de anfíbólio (ANF) em metapiroxenito; D) metanorito com textura porfiroblástica com plagioclásio (PL), ortopiroxênio (OPX) e clinoanfíbólio (ANF). E) litotipo ultramáfico da SIC com *oikocrystal* de ortopiroxênio (OPX) com inclusão de espinélio (ES).

4.2.2 Petrografia e mineralogia da SIC

O contato entre os metaultramáficos aflorantes em Cláudio com gnaisses, anfíbolitos, quartzitos e itabiritos não é claro, pela escassez de afloramentos. Todavia, a ausência de estruturas e texturas vulcânicas e, por outro lado, as feições de cúmulus faneríticas grossos nos metaultramafitos dessa unidade dificultam atribuí-los a komatiitos vulcânicos. Assim, as metaultramáficas atribuídas à Sequência supracrustal Cláudio (Couto 2004), são aqui interpretadas como Suíte ígnea (intrusiva) Cláudio (SIC).

Os metaultramafitos da SIC (Figuras 4.1 e 4.2) apresentam textura heteroadcumulática reliquiar e grãos grossos. Segundo Couto & Carneiro (2007) a mineralogia compõe-se de ortopiroxênio (50-5% modal), olivina (30-0%), clinoanfíbólio (30-10%), ortoanfíbólio (10-0%), opacos (25%-traços), biotita (5-0%), talco (20-0%), serpentina (30-5%), Mg-clorita (5-0%) e epidoto (traços). Ortopiroxênio é incolor, anédrico, grosso, bastitizado, uralitizado e saussuritizado. A olivina é incolor, de granulação grossa, serpentizada e forma *chadacrists* em *oikocrists* de piroxênio. O ortoanfíbólio subidioblástico é incolor, prismático ou fibroso, de grã fina a média e substitui ortopiroxênio ou está disperso na matriz e exibe textura decussada. O clinoanfíbólio, subidioblástico decussado, é incolor, possui granulação média e forma palhetas dentro ou fora de ortopiroxênio. O espinélio subidioblástico (15%-traços) possui cor verde, grãos finos, está incluso no piroxênio e substituído, parcial- ou totalmente, por magnetita. Biotita forma grãos prismáticos finos, que estão associados a anfíbólio. Os opacos são: pirrotita (26% modal dos opacos); calcopirita (17% dos opacos); nicolita (9% dos opacos); pentlandita (4% dos opacos); magnetita (26% dos opacos); e, hematita (18% dos opacos). A pirrotita é castanha, anédrica, anisotrópica, de granulação fina (0,5 a 1,0 mm). A calcopirita é anédrica e tem cor amarelo claro. A nicolita é de cor creme pálido, isotrópica e de granulação fina. A pentlandita tem cor creme esbranquiçada e é de grã fina. Pirrotita, pentlandita e calcopirita intercrescem em ortopiroxênio e olivina (Figura 4.2). A magnetita substitui sulfetos, arsenietos e espinélio. A hematita é xenoblástica, de grã fina e ocorre nos interstícios de piroxênio e olivina.

4.2.3 Litogeoquímica e química mineral das rochas da SIRM e SIC

A partir das análises litogeoquímicas de rocha total, que incluíram elementos menores e traços (ETR), foram realizadas análises e comparações destas rochas estudadas com outras similares de outros complexos mafico-ultramaficos no mundo. O padrão de ETR dos metaultramafitos da SIRM (Figura 4.3; Tabela 4.1) é achatado, com leve enriquecimento em ETRL. Essas características assemelham-os aos metaultramafitos do complexo acamadado Portimo (Finlândia), komatiítos do Abitibi e a peridotitos e piroxenitos de Cape Smith Belt (Canadá) (Törmänen e Karinen (2001); Sproule *et al.* (2003); Stewart (2002), respectivamente).

4.2.3 Litogeoquímica de elementos menores e tracos das rochas da SIRM e SIC

Anomalias negativas de Ce e Eu são verificadas nos metaultramafitos da SIRM e o comportamento dos ETRs dos metaultramafitos da SIC (Figura 4.3) é fracionado, com enriquecimento em ETR leves, depleção em ETR pesados, razão Gd/Yb (Gd/Yb~16) muito superior a de rochas ultramáficas de outros complexos ígneos mundiais, e tem anomalias negativas de Ce e Eu. Os

metamafitos da SIRM possuem padrão achatado de ETR (Figura 4.4), o que os assemelha aos gabros de Voisey Bay. Análogos aos padrões dos metaultramafitos do SIRM e SIC, esses gabros mostram anomalias negativas em Ce e Eu.

Tabela 4.1 - Teores médios de ETR de rochas da SIC e SIRM (este trabalho) e média de ETR de rochas máficas e ultramáficas em outros complexos máfico-ultramáficos mundiais.

Ocorrência	La	Ce	Eu	Y	Yb	Th	Nd	Sm	Lu	Gd	Tb	Dy	Er
<i>Metaperidotitos SIRM</i>	3,56	3,48	0,31	6,72	1,10	1,01	3,46	0,72	0,13	1,06	0,22	1,13	0,65
<i>Metapiroxenito SIRM</i>	13,01	6,20	0,54	13,50	1,14	0,59	7,72	1,46	0,15	1,31	0,32	1,40	0,90
<i>Metapiroxenito espinélio SIRM</i> com	19,56	6,32	1,04	31,91	2,61	0,82	22,72	4,14		6,80		7,20	4,00
<i>Metamáficas SIRM</i>	18,57	23,56	1,67	25,24	3,11	1,61	37,22	6,75	0,42	7,50	0,96	5,81	3,09
<i>SIC</i>	49,38	10,83	0,71	6,78	0,48		31,57	11,60		8,10		4,10	1,40
Troctolito Duluth ¹	7,46	16,84	1,38	12,80	1,28	0,44	10,51	2,57	0,19	2,59	0,40	2,40	1,35
Dunito Jinchuan ²	2,92	6,05	0,23	4,21			2,95	0,74		0,73	0,12	0,73	0,42
Troctolito Jinchuan ²	4,32	9,48	0,40	7,44			5,02	1,27		1,28	0,22	1,28	0,75
Lherzolito de Jinchuan ²	5,57	11,16	0,39	7,15			5,37	1,29		1,22	0,21	1,24	0,72
Basalto de Pechenga ³	10,68	25,99	1,42	27,20	2,66	1,54	16,26	4,07	0,41	4,56	0,71	4,57	2,59
Gabro Voisey Bay ⁴	32,26	70,30	1,73	24,60	35,44	1,59	35,68	7,02	0,33	5,87	0,79	4,72	2,56
Hornblendito Voisey Bay ⁴	23,70	51,82	1,49	18,38	1,77	1,37	26,78	5,18	0,25	4,44	0,61	3,69	2,02
Rochas vulcano-clásticas Cape Smith Belt ⁵	13,33	28,57	1,77	18,43	1,92	0,71	16,09	3,72	0,27	3,66	0,54	3,27	2,16
Basalto Cape Smith Belt ⁵	7,52	18,49	1,18	25,11	1,85	0,79	12,12	3,29	0,25	4,16	0,64	3,79	2,29
Piroxenito Cape Smith Belt ⁵	5,45	12,35	0,65	16,95	1,81	1,28	7,28	2,06	0,25	2,69	0,47	3,03	1,94
Olivina-piroxenito Cape Smith Belt ⁵	1,84	4,29	0,31	7,04	0,85	0,49	2,83	0,88	0,13	1,19	0,22	1,42	0,96
Peridotito Cape Smith Belt ⁵	1,48	3,43	0,25	5,00	0,66	0,43	2,28	0,70	0,09	0,95	0,17	1,05	0,74
Harzburgito da <i>Lower Zone</i> (Bushveld) ⁶	0,42	0,95	0,03		0,19		0,52	0,12	0,03	0,19		0,20	0,15
Olivina-piroxenito, da <i>Lower Zone</i> (Bushveld) ⁶	0,32	0,66	0,03		0,18		0,41	0,11	0,03	0,17		0,19	0,14
Piroxenito da <i>Lower Zone</i> (Bushveld) ⁶	0,58	1,28	0,04		0,22		0,65	0,15	0,04	0,22		0,23	0,18
Piroxenito da <i>Critical Zone</i> (Bushveld) ⁶	1,59	3,14	0,16		0,42		1,21	0,29	0,08	0,39		0,45	0,34
Norito da <i>Critical Zone</i> (Bushveld) ⁶	1,09	2,21	0,10		0,32		0,93	0,22	0,06	0,31		0,34	0,26
Platreef Superior ⁷	4,00	9,49	0,35		0,59	0,71	3,52	0,91	0,10		0,13		
Platreef Médio ⁷	5,49	14,08	0,53		0,86	0,96	6,24	1,44	0,14		0,22		
Gabro do <i>sill</i> Platreef ⁷	10,20	38,65	0,99		2,32	2,02	20,11	5,27	0,33		0,92		
Norito do <i>sill</i> Platreef ⁷	9,34	20,43	0,70		0,71	0,97	5,69	1,10	0,13		0,17		
Gabro do <i>sill</i> Platreef ⁷	11,86	22,06	0,89		0,40	0,58	7,09	0,99	0,06		0,11		
Websterito de Portimo ⁸	10,90	25,00	0,61	7,00	1,08	2,00	12,00	2,50	0,16		0,30		
Gabronorito de Lac des Iles ⁹	1,10	2,00	0,20		0,37	0,06	0,90	0,29	0,01		0,06		
Clorita-actinolita xisto de Lac des Iles ⁹	1,97	22,10	0,31		0,67	0,46	2,10	0,53	0,12		0,09		
Metagabronorito de Lac des Iles ⁹	1,15	3,00	0,21		0,34	0,11	1,00	0,33	0,01		0,05		
komatiítos do_ Abitibi ¹⁰	2,98	7,06	0,55	13,80	1,45	0,51	4,96	1,49	0,24	1,95	0,34	2,31	1,48
Piroxenito do Great Dyke ¹¹	1,98	1,48	0,47	0,08	0,35	6,21	0,96	0,62	0,36	0,49	0,41	0,37	0,33
Peridotito do Great Dyke ¹¹	2,17	1,64	0,51	0,09	0,34	6,00	1,05	0,70	0,36	0,55	0,47	0,42	0,36

Referências: 1 Birren (2013); 2 Li *et al.* (2005); 3 Vetrin *et al.* (2002); 4 Raylings (2001); 5 Stewart (2002); 6 Willmore *et al.* (2000); 7 Manyeruke e Maier (2005); 8 Törmänen e Karinen (2001); 9 Barnes e Gomwe (2011); 10 Sproule *et al.* (2003); 11 Ncube (2013).

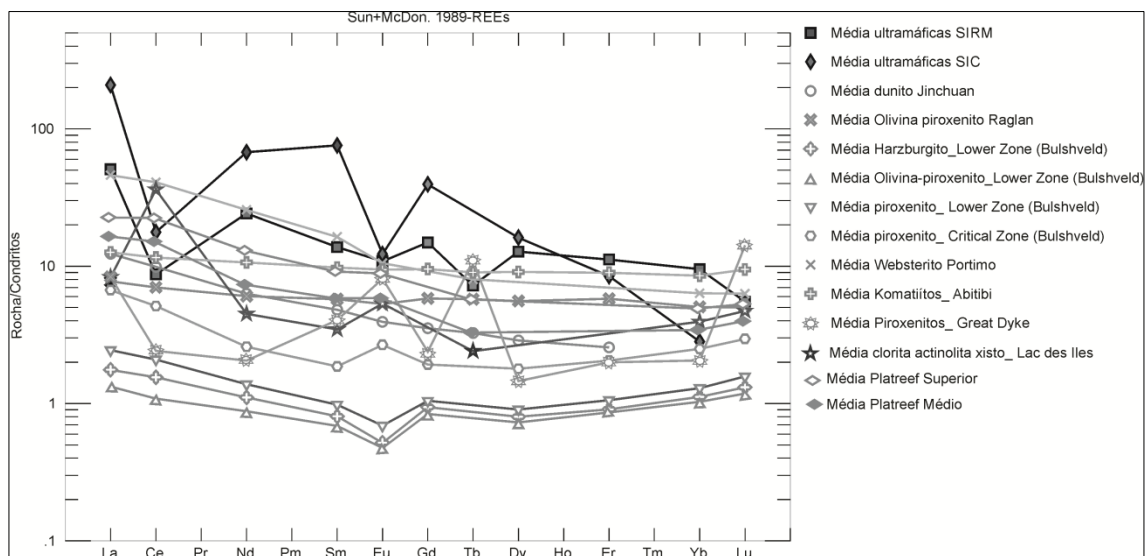


Figura 4.3 - Padrões de elementos terras raras (ETR), normalizados ao condrito (Sun & McDonough 1989), dos metaultramafitos da SIRM e da SIC comparados com rochas máfico-ultramáficas de complexos de diferentes ambientes tectônicos.

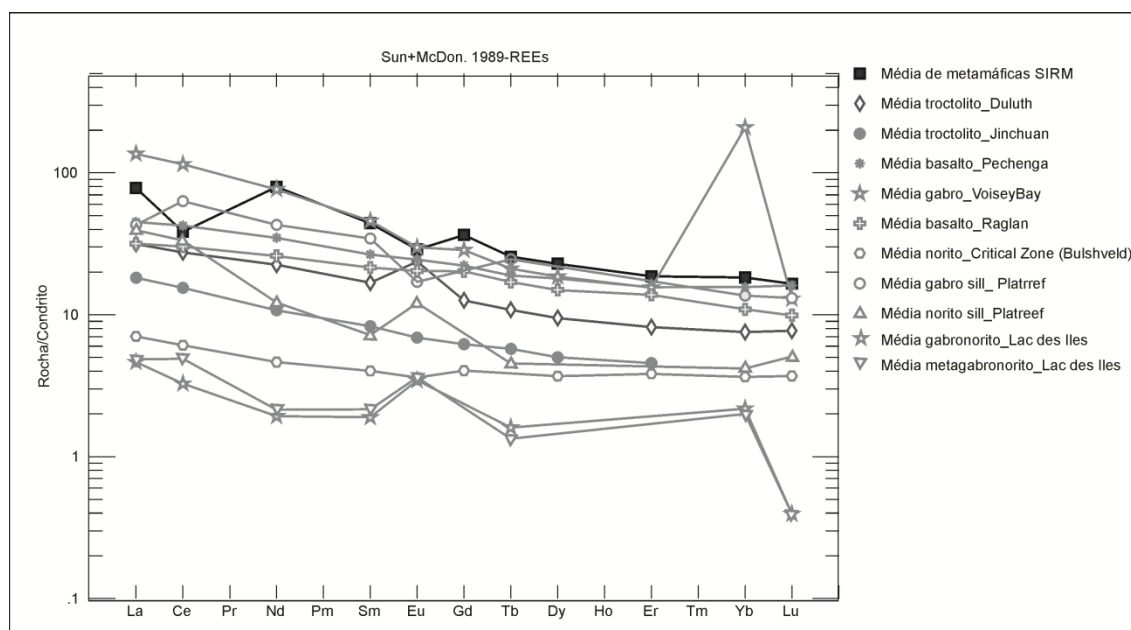


Figura 4.4 - Padrões de ETR, normalizados ao condrito (Sun & McDonough 1989), de metamafitos da SIRM comparados com rochas máfico-ultramáficas de complexos de diferentes ambientes tectônicos.

A olivina e ortopiroxênio (Tabelas 4.2 e 4.3, Figura 4.5) nos metaultramafitos da SIRM, analisados por microsonda eletrônica (MSE) têm composição média $Fe_{0.8}Fa_{1.3}$ e $Wo_{0.50}En_{82.19}Fs_{17.31}$, respectivamente. O clinofibólio nestas rochas da SIRM é Mg-hornblenda. Os opacos nas metaultramáficas da SIRM são espinélio (hercinita), calcopirita, pirrotita, pentlandita, maucherita e orcelita cúmulus e magnetita e hematita metamórficas.

O ortopiroxênio e clinopiroxênio nas metamáficas da SIRM têm composição média $Wo_{0.9}En_{70.10}Fe_{29.0}$ e $Wo_{47.9}En_{42.5}Fs_{9.6}$, respectivamente. O núcleo de plagioclásio possui composição

média $\text{Ab}_{35,20}\text{An}_{63,93}\text{Or}_{0,83}$. A granada apresenta composição média $(\text{Fe}_{1,92}\text{Mg}_{0,65}\text{Ca}_{0,35})\text{Al}_{1,99}(\text{Si}_{2,98}\text{Al}_{0,02})\text{O}_{12}$. Pirrotita e pentlandita formam os opacos nas metamáficas da SIRM.

A Figura 4.7 mostra coexistência de ortopiroxênio reliquiar ígneo e metamórfico em litotipos da SIRM. O espinélio da SIRM é metamórfico de fácies anfibolito alto a granulito (Figuras 4.6). O clinoanfíbólio nos litotipos da SIRM foi interpretado como ígneo (Figura 4.7).

Tabela 4.2 – Composições médias de alguns elementos em minerais opacos, analisados por MSE, das rochas máfico-metaltramafíticas da SIRM.

Elemento Químico	COMPOSIÇÕES MÉDIAS														
	1	Maior teor	Menor teor	2	Maior teor	Menor teor	3	Maior teor	Menor teor	4	Maior teor	Menor Teor	5	Maior teor	Menor teor
As	44,98	47,71	38,18	35,26	35,26	0,00	0,01	0,02	0,00	0,03	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00
Fe	0,29	0,70	0,05	0,01	6,68	0,01	28,98	35,98	20,88	61,94	62,99	60,89	32,80	32,80	32,61
Co	5,51	8,11	3,47	0,07	0,56	0,00	4,97	7,36	0,64	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
S	0,14	0,24	0,07	0,01	35,35	0,00	32,43	32,60	32,04	36,69	37,80	35,77	34,08	34,08	33,04
Zn	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00
Cu	0,24	0,97	0,00	0,90	0,90	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,04	0,02	31,89	31,89	32,65
Ni	49,75	59,65	45,37	62,43	67,61	57,52	32,91	39,21	29,70	0,30	0,38	0,22	0,63	0,63	0,63
Pb	0,013	0,03	0,00	0,04	0,04	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	100,94			98,72			99,28			99,04			99,42		

Referências - 1) 16 pontos em maucherita; 2) 4 pontos em orcelita; 3) 22 pontos em pentlandita; 4) 6 pontos em pirrotita; 5) 3 pontos em calcopirita

Tabela 4.3 – Composições médias dos óxidos de silicatos, analisados por MSE, dos metaultramafitos da SIRM.

Elemento Químico	COMPOSIÇÕES MÉDIAS																	
	Metaultramáficas										Metamáficas							
	1a	1b	2 ^a	2b	3a	3b	4a	4b	5a	5b	6a	6b	7a	7b	8a	8b	9a	9b
SiO ₂	40,32	39,31	56,22	55,51	49,64	48,68	0,01	0,29	49,64	48,68	51,93	51,26	38,67	38,93	52,50	52,31	52,73	52,38
TiO ₂	0,01	0,02	0,07	0,05	0,53	0,45	0,03	0,02	0,53	0,45	0,12	0,24	0,04	0,04	0,13	0,08	0,02	0,00
Al ₂ O ₃	0,01	0,02	2,37	2,55	9,45	10,71	58,42	55,82	9,45	10,71	1,39	1,90	22,22	22,13	0,84	1,03	29,99	29,59
FeO	10,96	16,45	7,64	9,65	3,39	3,82	13,09	15,49	3,40	3,83	10,45	11,17	29,80	29,15	24,91	16,87	0,16	0,16
MnO	0,13	0,48	0,16	0,18	0,06	0,05	0,09	0,11	0,06	0,05	0,34	0,47	1,04	1,07	0,51	0,29	0,03	0,02
MgO	48,19	42,70	33,34	31,66	19,73	18,96	18,73	17,26	19,73	18,95	12,47	11,40	5,64	5,97	20,19	16,955	0,02	0,01
CaO	0,01	0,01	0,23	0,29	12,53	12,43	0,01	0,02	12,54	12,44	22,12	22,44	4,32	4,14	0,71	11,345	12,83	12,46
Na ₂ O	0,01	0,00	0,01	0,02	0,66	0,72	0,01	0,02	0,66	0,72	0,23	0,34	0,00	0,01	-	0,14	3,91	3,96
K ₂ O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,14	0,17	0,00	0,00	0,14	0,17	0,00	0,00	-	-	-	-	0,14	0,14
Cr ₂ O ₃	0,01	0,01	0,15	0,12	0,55	0,54	9,13	10,00	0,55	0,54	0,07	0,13	0,03	0,08	0,10	0,07	0,00	0,00
NiO	0,46	0,00	0,00		0,1		-	-	0,10	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ZnO	0,02	0,03	0,01	0,01			0,17	0,20			0,01	0,01	0,01	0,00	-	-	0,01	0,02
F	0,04	0,00	0,03	0,02	0,01	0,01	-	-	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,00	-	-	0,00	0,11
Cl	-	-			0,28	0,22	-	-	0,28	0,22	-	-	0,00	0,00			-	-
Total	99,77	99,19	100,21	100,06	96,98	96,78	99,72	99,26	96,98	96,78	99,94	99,86	101,80	101,52	99,87	99,01	99,84	98,86

Referências: 1a - 55 pontos em núcleos de olivina; 1b - 40 pontos em bordas de olivina; 2a - 153 pontos em núcleos de ortopiroxênio; 2b - 28 pontos em bordas de ortopiroxênio; 3a - 19 pontos em núcleos de clinofibólio; 3b - 7 pontos em bordas de clinofibólio; 4a - 12 pontos em núcleos de espinélio; 4b - 6 pontos em bordas de espinélio. Teores médios dos óxidos dos silicatos das rochas metamáficas da SIRM: 5a - 3 pontos em núcleos de clinofibólio; 5b - 2 pontos em bordas de clinofibólio; 6a - 5 pontos em núcleos de clinopiroxênio; 6b - 4 pontos em bordas de clinopiroxênio; 7a - 2 pontos em núcleos de granada; 7b - 2 pontos em bordas de granada; 8a - 2 pontos em núcleos de ortopiroxênio; 8b - 2 pontos em bordas de ortopiroxênio; 9a - 3 pontos em núcleos de plagioclásio; 9b - 3 pontos em núcleos de plagioclásio.

Couto (2004) analisou, por MSE, olivina, piroxênio, anfibólio e opacos de metaultramafitos da SIC (Tabelas 4.4 e 4.5; Figuras 4.5 e 4.6). A olivina é forsterita ($Mg_{1,58-1,75}Fe_{0,3-0,47}SiO_4$). O ortopiroxênio, nestes metaultramafitos é clinoenstatita ($En_{78-86}Wo_{0,2-0,6}Fs_{13-21}$). O anfibólio está representado por Mg-hornblenda, tremolita e actinolita, membros mais ricos em Ca e abundantes que ortoanfíbólio (antofilita). Os sulfetos cúmulus são: pirrotita [$Fe_{1-x}S$], pentlandita [$(Ni, Fe)_9S_8$] e, calcopirita [$CuFeS_2$] e nicolita [$NiAs$], subordinadas Os diagramas (Figuras 4.6, 4.7) apontam coexistência de ortopiroxênio ígneo e metamórfico e espinélio verde metamórfico de fácies anfíbolito alto a granulito nestes metaultramafitos. O clinoanfíbólio nos litotipos da SIC é interpretado como ígneo (Figura 4.7).

Tabela 4.4 – Composições médias dos elementos, analisados por MSE, dos sulfetos das metaltramáficas da SIC.

Elemento químico	COMPOSIÇÕES MÉDIAS											
	1	Maior teor	Menor teor	2	Maior teor	Menor teor	3	Maior teor	Menor Teor	4	Maior teor	Menor teor
As	49,41	55,27	47,56	0,00	0,03	0,00	0,01	0,02	0,00	0,02	0,04	0,00
Fe	0,24	0,61	0,03	60,97	64,36	59,33	35,64	44,96	30,72	31,72	33,18	28,71
Co	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,02	0,03	0,02	1,09	2,97	0,00
S	0,08	0,14	0,03	38,27	38,86	36,08	35,30	36,38	34,76	32,69	34,15	32,11
Zn	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00	0,2	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00
Cu	0,03	0,08	0,00	0,04	0,22	0,00	28,39	34,52	16,33	0,02	0,09	0,00
Ni	51,00	53,30	45,33	0,34	0,42	0,00	0,06	0,18	0,00	32,99	33,92	31,57
Total	100,76			99,65			99,43			98,53		

Referências - 1) 5 pontos em nicolita; 2) 27 pontos em pirrotita; 3) 3 pontos em calcopirita; 4) 10 pontos em pentlandita (Couto & Carneiro, 2007).

Tabela 4.5 – Composições médias dos óxidos de silicatos, analisados por MSE, de metaultramafitos da SIC.

Elemento químico	COMPOSIÇÕES MÉDIAS													
	1a	1b	2a	2b	3 ^a	3b	4a	4b	5a	5b	6a	6b	7a	7b
SiO ₂	38,29	37,26	54,94	53,53	0,03	0,07	50,98	53,14	56,45	55,27	28,42	28,10	42,11	39,57
TiO ₂	0,01		0,06	0,06	0,05	0,07	0,45	0,30	0,07	0,08	0,09	0,18	0,10	0,14
Al ₂ O ₃	0,01	0,01	1,59	2,68	56,06	42,08	8,72	6,16	1,48	2,07	23,17	23,18	2,96	2,62
FeO*	15,84	20,2	7,52	10,66	5,84	12,86	5,32	4,59	10,90	11,82	7,54	7,34	7,04	6,42
Fe ₂ O ₃ *			3,11	3,13	13,28	14,14	-	-!					-	-
Cr ₂ O ₃	0,01	0,02	0,1	0,04	9,31	20,36	0,36	0,22	0,06	0,082	0,11	0,16	0,11	0,13
MnO	0,21	0,23	0,23	0,32	0,00	0,00	0,08	0,10	0,27	0,25	0,03	0,03	0,05	0,08
NiO	0,36	0,3	0,06	0,03	-	-	-	-!					-	-
MgO	45,11	41,59	32,33	29,61	16,51	11,09	18,90	20,40	28,30	27,66	28,69	28,37	34,93	37,16
CaO	0,02	0,02	0,18	0,18	0,02	0,02	12,37	12,2	0,45	0,48	0,01	0,08	0,03	0,03
Na ₂ O	0,01	0,02	0,01	0,01	-	-	0,15	0,12	0,05	0,08	0,01	0,01	0,00	0,00
K ₂ O	0,01	0,01	-	-	-	-	0,73	0,5	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01
ZnO	-	-	-	-	0,11	0,20							-	-
F	-	-	-	-	-	-	0,04	0,03	0,03	0,01	0,02	0,00	0,05	0,03
Total	99,87	99,64	100,15	100,25	101,2	100,89	97,74	97,52	98,00	97,72	88,1	87,43	87,39	86,19

Referências - 1a) 24 pontos em núcleos de olivina; 1b) 6 pontos em bordas de olivina; 2a) 52 pontos em núcleos de ortopiroxênio; 9 pontos em núcleos de ortopiroxênio; 3a) 48 pontos em núcleos de espinélio; 3b) 17 pontos em núcleos de espinélio; 4a) 51 pontos em núcleos de clinofibólio; 4b) 21 pontos em bordas de clinofibólio; 5a) 6 pontos em núcleos de ortoanfibólio; 5b) 5 pontos em bordas de ortoanfibólio; 6a) 3 pontos em núcleos de clorita; 6b) 2 pontos em núcleos de clorita; 7a) 5 pontos em núcleos de serpentina; 7b) 3 pontos em núcleos de serpentina (Couto & Carneiro, 2007).

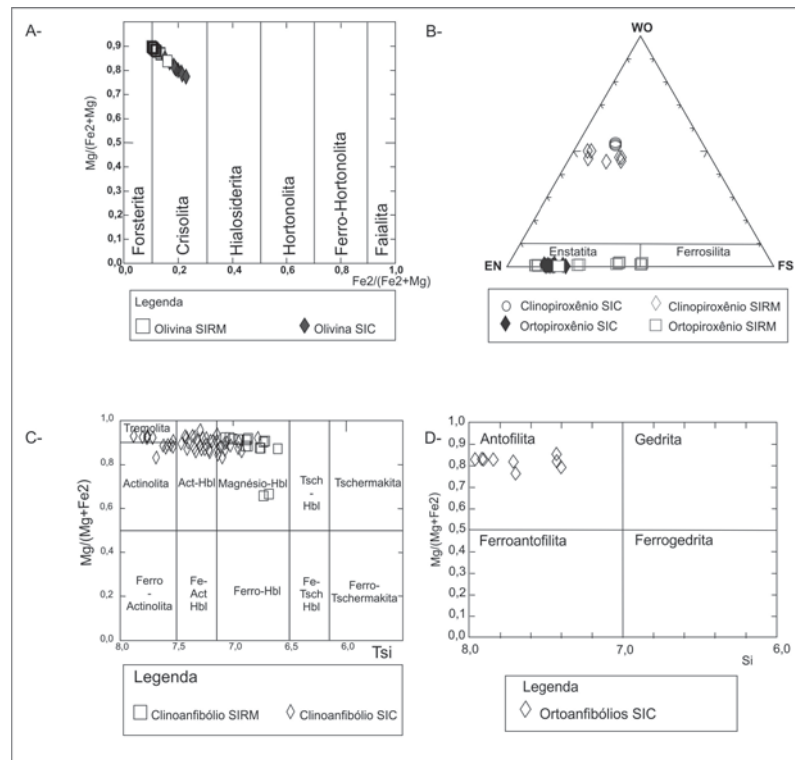


Figura 4.5 – (A) Composição de olivina estudada. (B) Composição de piroxênio estudado. (C) Composição de clinoanfíbólio estudado. (D) Composição de ortofanfíbólio estudado.

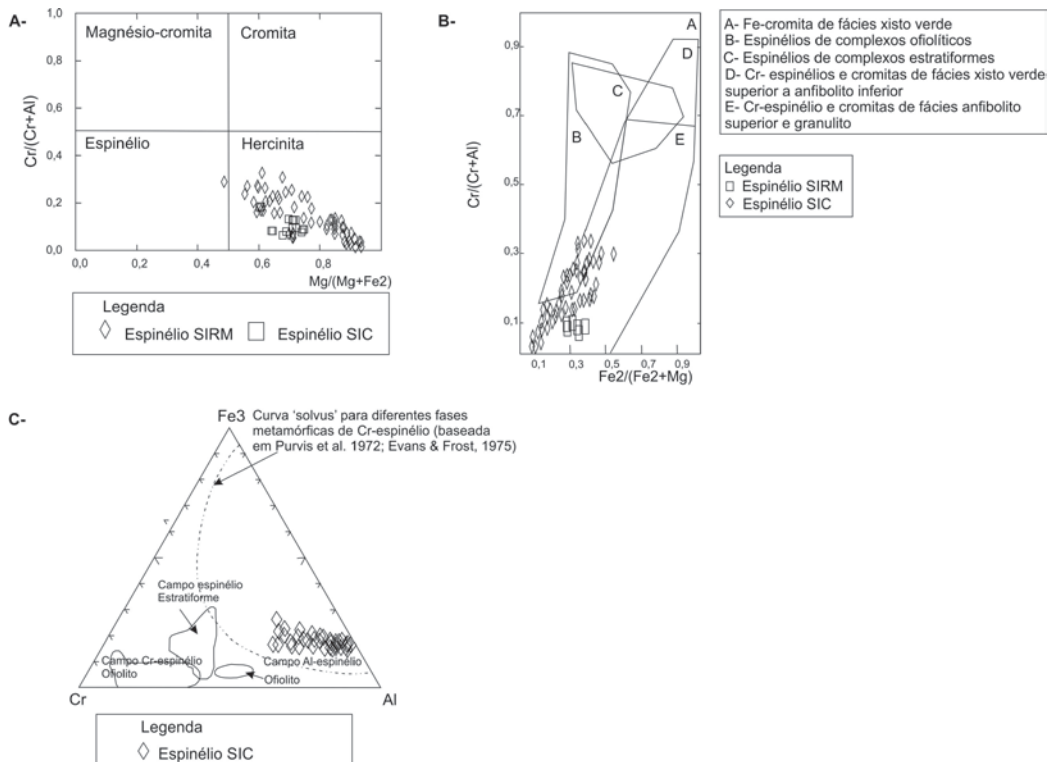


Figura 4.6 - (A) Composição de espinélio estudado (B) Relação entre Cr, Fe³⁺ e Al em espinélio da SIC. (C) Diagrama $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg) \times Cr/(Cr+Al)$ para espinélio da SIRM e SIC e sua correlação com espinélio magmático (campos B e C) e metamórfico em campos de fácies granulito (campos A, D, E) segundo modificações propostas por Suíta & Strieder (1996) em base a Evans & Frost (1975).

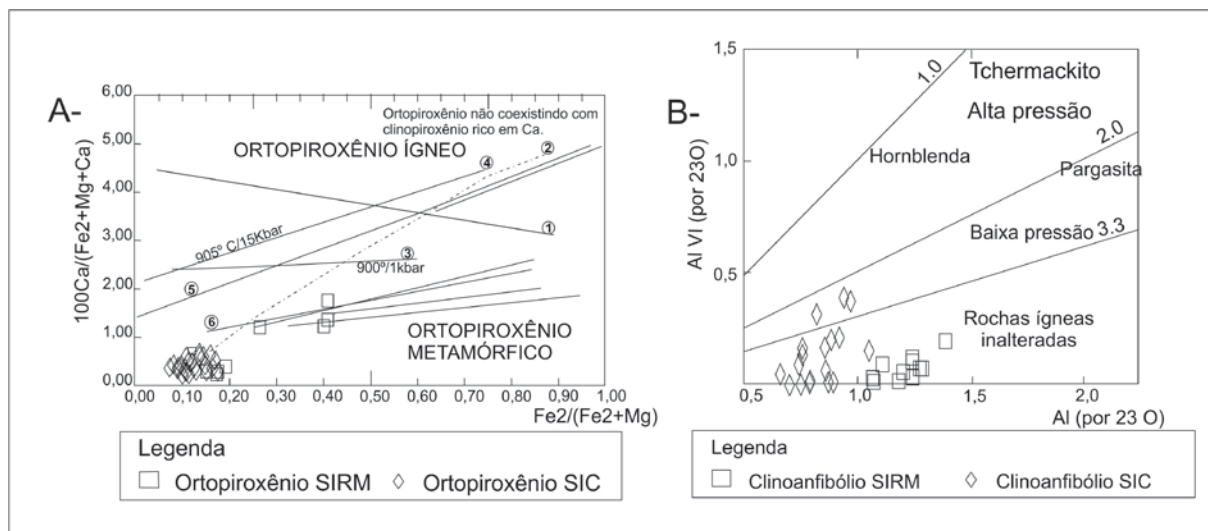


Figura 4.7 - (A) Diagrama Wo versus proporção de Fe, para ortopyroxênio não coexistente com clinopyroxênio (CPX) rico em Ca (Rietmeijer 1983) para distinguir ortopyroxênio (OPX) ígneo e metamórfico. Linha preta tracejada diferencia ortopyroxênio ígneo (acima) do metamórfico (abaixo). Linhas sólidas: 1. solubilidade máxima de Ca em OPX na inversão para piegonita a 1 atm.. 2. Ditto, ca. 10 kbar. 3. Limiar entre OPX-Ca-CPX solvus em 900°C/1 kbar. 4. Ditto, 905°C/1 kbar. 5. Ditto, 810°C/15 kbar. 6. Máximo de wolastonita em OPX metamórfico. (B) Diagrama $Al^{IV} \times Al^{VI}$ para anfíbólio cálcico ígneo e metamórfico (Fleet & Barnett 1978).

4.3 Discussão

Os litotipos da SIRM caracterizam-se petrograficamente pelas texturas cumuláticas preservadas combinadas a outras metamórficas (*e.g.*, porfiroblastos xenoblásticos de granada com contornos polidos e arredondados em metanoritos). Os metaultramafitos da SIC apresentam texturas heteroadcumuláticas reliquiare. Em zonas de cisalhamento, os litotipos da SIC estão muito deformados, xistosos ou cataclasados. Nos diagramas AFM e ACM, os litotipos do SIRM e SIC posicionam-se nos campos dos cumulos máficos e ultramáficos (Figura 4.8 A, B).

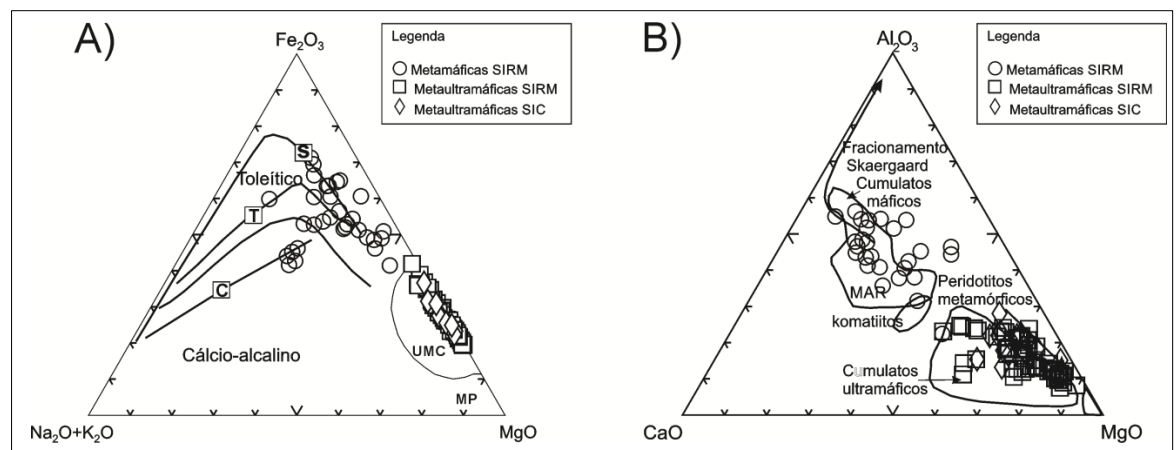


Figura 4.8- (A) Diagrama AFM (S: *trend* de Skaergaard; T: *trend* Thingmuli; C: *trend* cálcio-alcálico (campos extraídos de Coleman, 1977); UMC: cumulos ultramáficos; (B) diagrama ACM (MAR: *Mid-Atlantic ridge basalts*; campos extraídos de Coleman, 1977).

Os metaultramafitos da SIRM possuem altos teores de MgO (30,51 a 24,71%), #Mg (0,75 a 0,69), Ni (1.651 a 1.303 ppm) e Cr (2.266 a 3.373 ppm) e baixos valores de V (124 a 102ppm), Co (100 a 95,14 ppm), álcalis (K_2O+Na_2O : 0,23 a 0,45%) em metaperidotitos, metapiroxenitos e metapiroxenito com espinélio, respectivamente (Tabela 4.6). Os metaultramafitos da SIC (Tabela 4.7) contêm altos teores médios de MgO (26,48%), #Mg (0,72) Ni (1.185 ppm) e Cr (1.841 ppm), e baixos de V (98 ppm), Co (78 ppm) e álcalis (0,48%).

Tabela 4.6 – Composição média da litogeoquímica dos metamafitos e metaultramafitos da SIRM (Carvalho Jr. 2001) elementos maiores em % em peso e menores em ppm.

Amostra	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	Al ₂ O ₃	TiO ₂	#Mg	V	Cr	Co	Ni	Zr	Sr
1	43,24	9,89	3,13	30,51	0,04	0,19	5,51	0,2	0,75	101,51	2828,19	100,43	1650,96	23,80	18,32
2	47,08	10,92	5,61	24,71	0,078	0,28	6,4	0,31	0,69	123,68	2266,09	95,14	1315,17	27,29	28,56
3	46,72	10,28	4,38	27,15	0,07	0,38	7,35	0,22	0,72	101,81	3372,87	95,48	1302,87	27,80	20,62
4	50,86	12,82	9,22	7,86	0,73	2,29	14,15	1,09	0,38	264,53	459,34	63,48	194,12	85,57	160,89

Amostras - (1) metaperidotitos; (2) metapiroxenitos; (3) metapiroxenito com espinélio; e, (4) metamafitos.

Tabela 4.7 - Composição média da litogeoquímica dos metaultramafitos da SIC (Couto 2004) e Oliveira 2004), elementos maiores em % em peso e menores em ppm.

Amostra	SiO ₂	MgO	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	Na ₂ O	CaO	Al ₂ O ₃	TiO ₂	#Mg	V	Cr	Co	Ni
2170	45,60	27,60	9,3	0,06	0,31	6,1	7,3	0,24	0,74	95,00	1176,00	62,00	1324
2173	45,70	32,20	9,8	0,01	0,1	1	5,9	0,14	0,77	79,00	1787,00	92,00	1784
2535A	44,20	27,00	9,5	0,04	0,41	3,7	6,5	0,15	0,74	78,00	2002,00	79,00	1306
2903A	42,40	29,10	8,5	0,05	0,32	2,5	7,1	0,16	0,77	85,00	2014,00	79,00	1392
3006C	47,20	21,60	12,7	0,02	0,37	4,7	7,4	0,35	0,63	108,00	1143,00	69,00	587,00
3065	47,10	22,50	10,8	0,11	0,83	5,8	7,9	0,4	0,67	112,00	1542,00	67,00	699,00
3634	42,50	29,70	10,1	0,05	0,38	3,2	8,5	0,2	0,75	96,00	1859,00	73,00	1144,00
3765C	42,80	25,20	10	0,06	0,57	5,1	9	0,3	0,71	115,00	2332,00	70,00	828,00
3765D	47,40	25,80	10,4	0,06	0,6	6,5	4,9	0,3	0,71	102,00	1492,00	78,00	843,00
3765B	43,20	26,60	10,7	0,05	0,61	5,4	6,4	0,34	0,71	106,00	2057,00	83,00	1107,00
3738	49,50	22,70	8,9	0,12	0,56	8,1	5,6	0,17	0,71	69,00	1587,00	75,00	1222,00
3895A	42,80	27,50	9,6	0,03	0,49	3,3	8,9	0,21	0,74	106,00	1954,00	79,00	1333,00
3904A	39,80	25,40	11,5	0,04	0,37	4,4	11,6	0,27	0,69	111,00	2147,00	84,00	1382,00
9920	45,05	27,85	9,26	0,03	0,1	3,86	8,9	0,2	0,75	108,00	2682,06	95,10	1648,00
Média	44,66	26,48	10,08	0,05	0,43	4,55	7,56	0,25	0,72	97,86	1841,00	77,51	1185,64

O padrão achatado de ETR em metaultramafitos da SIRM assemelha-os a metaultramafitos formados por magma komatiítico, tais como komatiítos do Abitibi e peridotitos e piroxenitos de Cape Smith Belt (Stewart 2002). O enriquecimento em ETRL, em metaultramafitos da SIRM, pode relacionar-se à percolação de fluidos nos metamorfismos de fácies anfibolito e xistos verdes (Teixeira *etal.*, 2000; Campos *et al.*, 2003). O comportamento dos ETR dos metaultramafitos da SIC é fracionado, com enriquecimento em ETRL e depleção em ETRP e a razão Gd/Yb (~16) é muito superior à encontrada em rochas ultramáficas de outros complexos ígneos máfico-ultramáficos.

Alguns autores (*e.g.*, Suíta 1988) interpretaram enriquecimentos em ETRL e anomalias negativas de Eu, em rochas do Complexo Luanga (Brasil), como feições de rochas ígneas preservadas com separação de Eu no plagioclásio cúmulus e neoformação de anfibólio com incorporação de ETRL neste mineral nos metamorfismos de médio e baixo grau. Segundo Suíta (*op. cit.*), anomalias negativas de Eu nas rochas ultramáficas indicam que esse elemento, no processo de cristalização fracionada, integraria o líquido magmático residual. Pinheiro & Suíta (2011), relataram que anomalias negativas de Ce podem se associar a processos de interação com água do mar ou a herança de fonte mantélica empobrecida em Ce.

A composição da olivina da SIRM (Tabela 4.8) assemelha-se a de olivina de complexos ígneos picriticos a tholeíticos (*e.g.* Pechenga, Great Dyke, Platreef). O mesmo ocorre com composições da olivina de metaultramafitos da SIC (Tabela 4.5).

Tabela 4.8– Composição de olivina e ortopiroxênio em metamafitos e metaultramafitos da SIRM e SIC e de outros complexos máfico-ultramáficos mundiais.

Local	Ambiente Tectônico	Magmatismo	Olivina	Ortopiroxênio
Duluth ^{*1}	Rifte (tríplice junção)	Basáltico	Fo ₍₅₇₎ Fa ₍₄₃₎	En ₍₆₆₎
Pechenga ^{*2}	Rifte margem continental	Ferropicrítico	Fo ₍₇₉₋₈₀₎	-
Voisey Bay ^{*3}	Rifte	Anortosito, granito, troctolito	Fo ₍₈₁₎	-
Cape Smith Belt ^{*4}	Rifte margem continental	Komatiítico	Fo ₍₈₆₋₈₈₎	-
Platreef ^{*5}	Platreef Superior		Fo _(80,40)	En _(79,98)
	Platreef Médio	Intra-cratônico	-	En _(72,31)
	Platreef Inferior		Fo _(79,90)	En _(77,12)
Great Dyke ^{*6}	Porção Máfica	Intra-cratônico rifte	-	En ₍₈₄₋₅₃₎
	Fase cumulática		Fo ₍₉₀₋₈₄₎	En ₍₉₀₋₈₂₎
Bushveld ^{*7}	Topo	Intra-cratônico	Fo _(30,00)	En ₍₃₈₎
	Base		Fo _(90,00)	En ₍₉₀₎
Lac des Iles ^{*8}	Não determinado	Tholeiítico	Fo ₍₈₄₋₇₆₎	En ₍₈₂₋₆₇₎ Fs ₍₁₅₋₃₀₎
Abitibi ^{*9}	“Greenstone belt”	Komatiítico	Fo _(88,3-93,4)	-
Metaultramafitos SIRM	*	*	Fo ₍₈₇₎ Fa ₍₁₃₎	En _(82,2) Fs _(17,1)
Metamafitos SIRM	*	*	-	En _(70,1) Fe _(29,0)
Metaultramafitos SIC	*	*	Fo _(82,5) Fa _(17,5)	En _(83,4)

Referências - ^{*1} Weiblen & Morey 1980; ^{*2} Sharkov *et al.* 2004; ^{*3} Li *et al.* 2000; ^{*4} Stewart (2002); ^{*5} Manyeruke & Maier (2005); ^{*6} Ncube (2013); ^{*7} Hall & Hughes (1990); ^{*8} Sutcliffe *et al.* (1989); ^{*9} Kareem (1999).

Carvalho Jr. (2001) e Couto (2004) concluíram que os litotipos da SIRM e SIC foram metamorfisados em fácies granulito e retrometamorfisados nas fácies anfíbolito e xisto verde. Essas conclusões são corroboradas pelas paragêneses minerais descritas acima, pelas relações texturais nos litotipos estudados (*e.g.*, textura ad cumulática de olivina em metaperidotito da SIRM, *oikocristal* de ortopiroxênio com inclusões de espinélio e sobrecrescimento de anfíbólio em metaultramáficas da

SIC, porfiroblastos xenoblásticos de granada com contornos polidos e arredondados em metanoritos da SIRM e espinélio subidioblástico verde em metaultramafitos dos complexos SIRM e SIC). Os diagramas: (1) Wo versus proporção de Fe, mostra coexistência de ortopiroxênio ígneo e metamórfico pertencente a litotipos da SIRM (Figura 4.7); (2) $Cr/(Cr+Al) \times Mg/(Mg+Fe^{+2})$ posiciona o espinélio presente em SIRM e SIC no campo da hercinita, típica de fácies anfibólito alto a granulito (Figura 4.6); (3) o ternário $Cr \times Fe^{+3} \times Al$ mostra que o espinélio da SIC e SIRM é metamórfico de alto grau (Figura 4.6); (4) o $Cr/(Cr+Al) \times (Fe^{+2}/Fe^{+2}+Mg)$ mostra, também, que o espinélio das SIRM e SIC é de fácies anfibólito alto a granulito; (5) o $Al^{IV} \times Al^{VI}$ para anfibólio cálcico (Figura 4.7) mostra que este mineral, sobrecrecido em *oikocristais* de piroxênio da SIRM e da SIC, é ígneo.

As metaultramáficas da SIRM possuem paragênese ígnea reliquiar (olivina+ ortopiroxênio+ clinofibólito (Mg-hornblenda)+ pirrotita+ pentlandita+ calcopirita+ maucherita+ orcelita cúmulus) sobre a qual se desenvolveram paragêneses de alto grau (ortopiroxênio recristalizado, granoblástico+ marcassita+ hercinita) e, outras de fácies xisto verde (*e.g.*, serpentina+ magnetita). A presença restrita de clorita e hematita nesses litotipos sugere percolação de fluidos hidrotermais oxidantes tardios.

As rochas metamáficas da SIRM têm como paragênese ígnea: plagioclásio+ ortopiroxênio+ clinopiroxênio+ (pirrotita+ pentlandita) e paragêneses de alto grau superimpostas: plagioclásio+ hornblenda+ ortopiroxênio+ quartzo+ marcassita+ granada e, posteriormente, de fácies xisto verde (magnetita)

Os metaultramafitos da SIC apresentam paragênese primária: Mg-olivina+ Cr-espinélio+ ortopiroxênio+ Ca-clinopiroxênio+ clinofibólito (Mg-hornblenda)+ pirrotita+ calcopirita+ pentlandita cúmulus). Sobre esta paragênese ígnea desenvolveu-se uma metamórfica, de médio a alto grau: ortopiroxênio metamorfisado+ anfibólio (tremolita e antofilita)+ espinélio verde (hercinita) e, após, paragêneses de fácies xisto verde (actinolita+ biotita+ serpentina+ magnetita).

Carvalho Jr. *et al* (1997) e Carvalho Jr. (2001) consideraram que a existência de adcumulatos de olivina e/ou espinélio, *oikocristais* de ortopiroxênio com inclusões (*chadacristais* de olivina e espinélio) e sobrecrecimento de anfibólio seriam características ígneas reliquias. Assim, 1) olivina e espinélio ígneos cristalizaram-se, precocemente, constituindo horizontes adcumuláticos nas porções inferiores da câmara magmática; 2) com o empobrecimento em MgO, e o enriquecimento em SiO₂, CaO e Fe₂O₃, iniciou-se a nucleação de piroxênio. Devido a possíveis correntes convectivas intracâmara magmática, olivina e espinélio seriam suspensos no líquido magmático, e se tornariam inclusões em piroxênio, a fase intercúmulus, 3) em uma terceira etapa, Carvalho Jr. (*op. cit.*) cita que poderiam ter ocorrido novas injeções de magma que enriqueceram, em MgO, o fundido da fase anterior, isto possibilitaria novas nucleações de olivina e espinélio e formação de *oikocristais* de ortopiroxênio que exibem inclusões (*chadacristais* de olivina e espinélio) e sobrecrecimento de

anfíbólio. Segundo Carvalho Jr. *et al* (*op. cit.*) e Carvalho Jr. (*op. cit.*), o anfíbólio é uma fase mineral intercúmulus magmática (fase magmática hidratada) simultânea e/ou pós-piroxênio, 4), com o empobrecimento do magma cristalizariam minerais mais diferenciados. Conforme os diagramas Al^{VI} x Al^{IV} e Wo versus proporção de Fe (Figura 4.7), o anfíbólio e piroxênio da SIRM são ígneos. Isto corrobora com o modelo de cristalização de Carvalho Jr. (*op. cit.*) que concluiu que anfíbólio é mineral intercúmulus formado durante novas injeções de magmas hidratados na câmara magmática.

Os metaultramafitos da SIC exibem indícios de metamorfismo de alto grau e retrometamorfismo superimposto nas fácies anfíbolito e xisto verde, sobretudo em zonas mais deformadas, mas elementos de alto potencial iônico (*e.g.*, Ti, Zr, Y, Nb, Ta, Th e Hf, exceto U que é móvel) são imóveis ou pouco móveis (Couto 2004). Assim, Ti e Y foram utilizados na confecção do diagrama AFC (DePaolo 1981) onde os metaultramafitos menos alterados do SIC aparentam mostrar assimilação de elementos contaminantes das rochas gnáissicas encaixantes (Figura 4.9). A Tabela 4.9 apresenta a composição química destas rochas encaixantes e contaminantes.

Tabela 4.9 - Litogeoquímica dos gnaisses Cláudio, encaixantes dos metaultramafitos e metamafitos da SIC (maiores em % em peso e menores em ppm, Oliveira, 2004).

Amostra	SiO ₂	MgO	#Mg	Ti	Th
#AO-12	66,75	0,15	0,06	299,75	16,49
#AO-19	73,44	-	-	179,85	14,9
Média	70,09	0,15	0,06	239,8	15,69

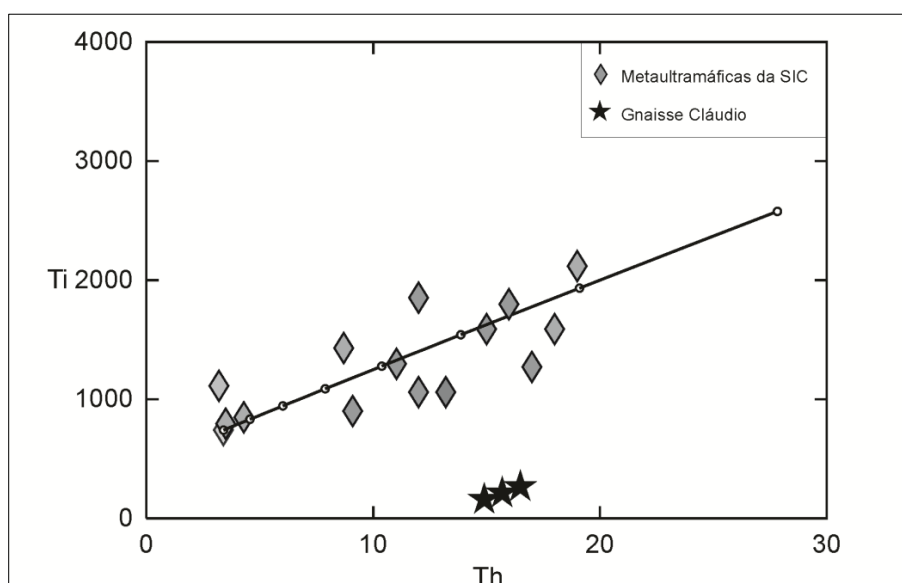


Figura 4.9 - Modelagem para contaminação do tipo AFC - *Assimilation with Fractional Crystallization* ($r = 0,3$; $F=0,1$ a $1,0$), considerando-se composição modal do magma primário (Ol: 55%; Opx: 25%; Anf: 14%; Esp: 6%) e utilizando-se coeficientes de distribuição de Arth (1976).

Conforme Santos *et al.* (2014), a concentração de Ni em rochas metaultramáficas da SIRM e SIC revela-se significativa em relação aos teores de Ni em rochas ultramáficas de alguns depósitos mundiais associados a complexos acamadados intrusivos (*e.g.*, Voisey Bay), vulcânicos (*e.g.*, Kambalda, Pechenga, Cape Smith Belt) e ofiolíticos (*e.g.*, Jinchuan). O cobre, embora ocorra calcopirita associada à pentlandita em alguns ultramafitos, apresenta baixas concentrações nestes metaultramafitos da SIRM e SIC quando comparado a alguns depósitos de Cu associados à segregação magmática em complexos plutônicos (*e.g.*, Bushveld), ofiolíticos (*e.g.*, Jinchuan), derrames komatiíticos (*e.g.*, Kambalda), basálticos (*e.g.*, Duluth) e picríticos (*e.g.*, Pechenga). Neste trabalho não há estudos minerográficos e/ou mineralógicos de minerais do grupo da platina (MGP). No entanto, Carneiro *et al.* (1999) analisaram a ocorrência de elementos do grupo da platina (EGP) nas rochas da SIRM e relataram valores médios de até 28 ppb (Pt) e 10,6 ppb (Pd), valores muito anômalos para rochas ultramáficas comuns.

De acordo com Carvalho Jr. (2001) a SIRM foi produto de um magma, gerador de um corpo máfico-ultramáfico, que intruiu o CMCB. As estruturas e texturas dos metaultramafitos da SIC e a presença de rochas circun-adjacentes com natureza infra- (gnaiesses e anfibolitos) e supracrustal com sedimentação detritica e química (quartzitos e itabiritos) sugere que o ambiente de formação desses litotipos, possa ser de “back arc” ou bacia marginal pós-arco de ilhas.

4.4 Conclusões

1 – A SIRM é um corpo máfico-ultramáfico plutônico bandado, de filiação tholeítica /picrítica, intrusivo no CMCB, composto por rochas ultramáficas e máficas com texturas cumuláticas preservadas combinadas a outras metamórficas. As rochas metamáficas e metaultramáficas da SIRM possuem paragêneses ígneas remanescentes sobre as quais se desenvolveu metamorfismo anfibolítico alto a granulítico e, posteriormente, de fácies xistos verde. O modelo evolutivo para os litotipos da SIRM envolve, no mínimo, dois pulsos magmáticos. Sulfetos e arsenietos de níquel e cobre e teores de Ni e EGP na SIRM potencializam metalogeneticamente, depósitos sulfetados de Ni-Cu e EGP nesta intrusão.

2 – A SIC é uma intrusão acamadada composta por litotipos metaultramáficos, de filiação tholeítica /picrítica, com textura heteroadcumulática e, possivelmente, associada à bacia marginal de retroarco de ilhas. As rochas metaultramáficas da SIC possuem paragêneses ígneas remanescentes com metamorfismo anfibolítico alto a granulítico e, após, xistos verdes. A modelagem geoquímica dos metaultramafitos da SIC sugere assimilação e contaminação pelas rochas gnáissicas encaixantes do CMCB. A presença de sulfetos e arsenietos de níquel e cobre e altos teores de Ni em rochas da SIC aponta potencial metalogenético significativo para sulfetos de Ni nesta intrusão.

CAPÍTULO 5

CONSIDERAÇÕES FINAIS

5.1 O potencial metalogenético de suítes máfico-ultramáficas que afloram na porção meridional do Cráton São Francisco

Apesar do avanço, no conhecimento geológico dos litotipos de natureza máfica-ultramáfica aflorantes na porção meridional do Craton São Francisco, alguns aspectos relacionados ao potencial econômico desses corpos ainda não foram levantados. Dentre eles, destacamos os seguintes:

- ✓ Identificação e caracterização textural dos minerais opacos presentes nos litotipos de interesse e identificação de paragêneses e sucessões minerais.
- ✓ Reconhecimento de áreas com significativo potencial metalogenético através da integração de imagens de satélite e aerogeofísicas e de dados litogeoquímicos e mineralógicos relativos a essas intrusões acamadadas através do Sistema de Informação Geográfica (SIG).

Baseando-se nas informações bibliográficas referentes à SIRM e à SIC e nos dados apresentados nesta dissertação, traçar-se-á, a seguir, uma discussão relativa aos modelos petrogenéticos que possibilitaram a precipitação de fases opacas nos litotipos de interesse; o potencial metalogenético através de métodos de prospecção mineral consagrados; e comparar-se-ão essas duas ocorrências no CSFM com outras ocorrências mundiais.

5.1.1 Quanto ao magmatismo

A composição da olivina mostra que o magmatismo gerador dos litotipos da SIRM apresenta afinidade tholeítica/picrítica.

5.1.2 Quanto à textura

Os litotipos da SIRM possuem como características petrográficas a presença de rochas máfico-ultramáficas com texturas cumuláticas preservadas (*e.g.*, textura adcumulática de olivina em metaperidotito, *oikocristais* de ortopiroxênio com inclusões de olivina e espinélio e sobrecrecimento de clinofibólio em metapiroxenitos com espinélio, *oikocristais* de ortopiroxênio com inclusões de opacos e anfibólio em metapiroxenito, *oikocristais* de ortopiroxênio com inclusões de opacos e agregados poligonais de anfibólio em metapiroxenito) combinadas a texturas metamórficas como: porfiroblastos xenoblásticos de granada com contornos polidos e arredondados em metanoritos.

Os metaultramafitos da SIC apresentam texturas heteroadcumuláticas reliquias em zonas de baixa intensidade deformacional porém, em zonas de cisalhamento, os litotipos da SIC aparecem altamente deformados.

5.1.3 Quanto às paragêneses minerais, fácies metamórficas e ocorrência de minerais metálicos

As rochas metaultramáficas da SIRM possuem uma paragênese ígnea remanescente (olivina+ ortopiroxênio+ clinofibólio (magnésio-hornblenda)+ sulfetos e arsenietos cúmulus (pirrotita+ pentlandita+ calcopirita+ maucherita+ orcelita) sobre a qual se desenvolveram paragêneses metamórficas de alto grau (ortopiroxênio recristalizado, granoblástico+ marcassita+ espinélio (hercinita) e, posteriormente, paragêneses metamórficas de fácies xisto verde (serpentina + magnetita). A presença restrita de clorita e hematita nesses litotipos indica percolação de fluidos hidrotermais oxidantes.

As rochas metamáficas da SIRM apresentam como paragênese ígnea: plagioclásio+ ortopiroxênio+ clinopiroxênio+ opacos (pirrotita+ pentlandita) e, subordinadamente, paragêneses metamórficas de alto grau superimpostas: plagioclásio+ hornblenda+ ortopiroxênio+ quartzo+ opacos (marcassita)+ granada e, posteriormente, de fácies xisto verde (magnetita).

Os litotipos metaultramáficos da SIC apresentam como paragênese primária: ortopiroxênio+ clinopiroxênio cálcico+ clinofibólio (magnésio-hornblenda)+ olivina magnésiana+ Cr-espinélio+ sulfetos cúmulus (pirrotita+ calcopirita+ pentlandita). Sobre a paragênese primária ígnea desenvolveu-se uma paragênese metamórfica de médio a alto grau: ortopiroxênio metamorfizado+ anfibólio (tremolita e antofilita)+ espinélio verde (hercinita) e, posteriormente, paragêneses metamórficas de fácies xisto verde (actinolita+ biotita+ serpentina+ magnetita).

5.1.4 Quanto ao modelo evolutivo

Carvalho Jr. *et al* (1997) e Carvalho Jr (2001) propuseram um modelo evolutivo para litotipos da SIRM envolvendo pelos dois pulsos magmáticos. Nesse modelo, Carvalho Jr. (*op. cit.*) citou: 1) cristalização precoce de olivina e espinélio, constituindo horizontes adcumuláticos nas porções inferiores da câmara magmática; 2) Com o empobrecimento em MgO, e o consequente enriquecimento em SiO₂, CaO e Fe₂O₃, inicia-se a nucleação de piroxênio, todavia, em função das correntes convectivas, olivinas e espinélios suspensos no líquido magmático, esses se tornam inclusões nos cristais de piroxênio que compõe a fase intercúmulus; 3) Em uma terceira etapa, Carvalho Jr. (*op. cit.*) citou novas injeções de magma que enriqueceram, em magnésio, o fundido da fase anterior,

possibilitando novas nucleações de olivina e espinélio e formação de *oikocristais* de ortopiroxênio exibindo inclusões (*chadacristais* de olivina e espinélio) e sobrecrecimento de anfibólio. Segundo esse autor, o anfibólio seria uma fase mineral intercúmulus com desenvolvimento magmático (fases magmáticas hidratadas) simultâneo ou posterior ao piroxênio; 4) e recorrente empobrecimento do magma e cristalização de fases minerais mais diferenciadas. No presente trabalho, os diagramas Al(IV) x Al(VI) para anfibólio cálcico ígneo e Wo versus proporção de Fe para piroxênio mostram que o clinofanfibólio sobrecrecido em *oikocristais* de piroxênio das SIRM e ígneo, o que corrobora com o modelo evolutivo proposto por Carvalho Jr. *et al* (1997) e Carvalho Jr (2001).

Nos metaultramafitos do SIC, a textura e rochas circun-adjacentes (anfíbolitos, quartzitos, itabiritos, gnaisses) sugerem que o ambiente de formação desses litotipos, provavelmente, seja “back arc” ou bacia marginal pós-arco de ilhas. Enquanto o diagrama AFC (DePaolo, 1981) proposto, no presente trabalho, mostra que o modelo evolutivo para essas rochas apresenta assimilação de contaminantes de rochas encaixantes.

5.1.5 Quanto à idade e ambiente geotectônico

Carneiro (1992) e Carneiro *et al.*(1998) sugerem ambiente intracratônico para metamafitos/ultramafitos da SIRM. Enquanto a textura dos metaultramafitos da SIC e rochas circun-adjacentes (anfíbolitos, quartzitos, itabiritos, gnaisses) sugerem que o ambiente de formação desses litotipos, provavelmente, seja “back arc” ou bacia marginal pós-arco de ilhas. Todavia a área não foi estudada do ponto de vista geocronológico.

5.1.6 Quanto à integração de dados geológicos, geofísicos, de imagens de satélite, litogeoquímicos e mineroquímicos através do Sistema de Informação Geográfica (SIG).

5.1.6.1 *Aerogeofísica*

Mapas aeromagnetométricos com derivada em Y evidenciam estruturas E-W. Na região de estudo, essa imagem fornece anomalias positivas concordantes com as áreas onde afloram rochas ultramáficas.

5.1.6.2 *Imagens de satélite*

O *software ArcGIS (ESRI)* foi utilizado para tratamento de imagens de satélite através do método de subtração de bandas espectrais (TM3-TM1). Esse procedimento visa ressaltar a presença de óxido e hidróxidos de Fe^{+3} , produto da alteração de rochas ultramáficas. Contudo, as anomalias geradas pela alteração de rochas ultramáficas foram obliteradas pelas anomalias geradas por interferências antrópicas no ambiente, como estradas, topos de morros desmatados e cidades.

5.1.6.3 *Litogeoquímica e mineroquímica*

Ainda que esse trabalho não contemple amostragem litogeoquímica em malha regular, pôde-se estimar superficialmente o potencial metalogenético das ultramáficas associadas às SIRM e SAC através dos cálculos de *background* e valor limiar, confecção de mapas cloropédicos e análise minerográfica e mineroquímica de lâminas. Os valores de *background* e limiares de níquel calculados para rochas ultramáficas da SIRM e SIC, com base no método de Maranhão (1889), revelam-se bastante significativos em relação aos teores de Ni encontrados em rochas ultramáficas de alguns importantes depósitos mundiais associados a complexos acamadados intrusivos (*e.g.*, Bushveld, Platreef, Voisey Bay), vulcânicos (*e.g.*, Kambalda, Pechenga, Raglan) e ofiolíticos (*e.g.*, Jinchuan). Adicionalmente ocorrem arsenietos de níquel em metaperidotitos da SIRM e petlandita em metapiroxenitos, unidades metamáficas (metagabronoritos e granulitos máficos) da SIRM e metaultramáficos da SAC. O elemento cobre apresenta irrisórias concentrações nas rochas ultramáficas da SIRM e SAC quando comparado a grandes complexos ígneos. Todavia, tem-se calcopirita associada à petlandita em alguns litotipos de natureza ultramáfica na área de estudo.

5.2 Conclusão

Delineia-se, nesse ícone, um sumário dos modelos petrogenéticos relacionados à gênese de fases sulfetadas nas rochas em estudo e uma avaliação do potencial metalogênico das mesmas baseadas na correlação de dados geológicos, geofísicos, de imagens de satélite, litogeoquímicos e mineralógicos através do Sistema de Informação Geográfica (SIG).

5.2.1 Modelo petrogenético relacionado à gênese de fases sulfetadas na SIRM e seu respectivo potencial econômico

A SIRM (2,49 - 3,09Ga; Carneiro 1992; Carneiro *et al.* 1998; Carneiro *et al.* 1997b) compreende rochas máfico-ultramáficas metamorfisadas na fácies anfibolito superior a granulito, que preservam texturas magmáticas reliquias. Os metaultramafitos e metamafitos da SIRM hospedam pentlandita/pirrotita/calcopirita (com orcelita e maucherita subordinadas) e pirrotita/pentlandita, respectivamente. A precipitação de fases sulfetadas é interpretada como produto de nova injeção de magma em câmara magmática diferenciada na SIRM. Tectonicamente, essa suíte estaria relacionada a intrusão intracratônica.

5.2.2 Modelo petrogenético relacionado à gênese de fases sulfetadas na SIC e seu respectivo potencial econômico

A SIC compreende metaultramafitos com textura heteroadcumulática reliquiar que se encontram metamorfisados na fácies anfibolito superior a granulito. Os litotipos ultramáficos da SIC contém pirrotita e pentlandita e, subordinadamente, calcopirita e nicolita. Tectonicamente, essa suíte estaria relacionada a ambiente de retroarco com potencial metalogênico para sulfetos de Ni-Cu.

Referências bibliográficas

- Alkmim F. F & Marshak S. 1998. Transamazonian orogeny in the southern São Francisco Craton, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Research*, 90: 29-58.
- Alkmim F. F. 1987. Modelo deposicional para os metassedimentos da Serra de Ouro Branco, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: SBG, Simpósio sobre sistemas deposicionais do Pré-Cambriano. Ouro Preto/Núcleo Minas Gerais, 6, *Anais...*, p 47-68.
- Alkmim F. F., Brito Neves B. B., Alves J. A. C. 1993. Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco: uma revisão. In: Dominguez, J. M. L & Misi, A. (Eds.), *O Cráton do São Francisco*. Salvador, SBG/ SGM-BA. p. 45-62.
- Almeida F. F. M. 1966. Origem e Evolução da Plataforma Brasileira. In: CAEG, Semana de Debates Geológicos, 2, Porto Alegre, *Anais...*, p 45-67.
- Almeida F. F. M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geociências*, 7: 349-364.
- Almeida F. F. M. 1981. O Cráton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. In: SBG/SGM-Sec. Minas e Energia, Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais, 1, Salvador, *Anais...*, p 1-10.
- Almeida-Abreu P. A. & Renger F. E. 2002. Serra do Espinhaço Meridional: um orógeno de colisão do Mesoproterozóico. *Rev. Bras. Geociências*, 32:1-14.
- Almeida-Abreu P. A. 1993. *A evolução geodinâmica da Serra do Espinhaço Meridional - Minas Gerais - Brasil*. Friburgo. 150p. (Tese de Doutorado, Departamento de Geologia e Mineralogia, Universidade de Friburgo).
- Andreatta e Silva G. P. 2008. *A Sequência Vulcano-sedimentar Arqueana Rio Manso- Complexo metamórfico campo Belo Setentrional, Minas Gerais - MG*. Ouro Preto, 87p. (Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto).
- Arth J. G. 1976. Behavior of trace elements during magmatic processes a summary of theoretical models and their applications. *Res. U.S. Geol. Surv.*, 4: 41-47.
- Babinski M., Chemale Jr. F., Van Schums W. R. 1995. The Pb-Pb age of the Minas Supergroup carbonate rocks, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Precambrian Research*, 72:235-245.
- Babinski M., Chemale-Junior F., Van-Schmus W. R. 1992. Geocronologia Pb/Pb em rochas carbonáticas do Supergrupo Minas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 44, São Paulo, *Anais...*, p. 628.
- Babinski M., Van Schmus W. R., Chemale J. R. F., Brito Neves B. B., Rocha A. D. 1993. Idade isocrônica Pb/Pb em rochas carbonáticas da Formação Caboclo em Morro do Chapéu, BA. In: SBG, Simp. Crat. S. Franc., 2, Salvador, *Anais...*, p.160-163.
- Barbosa A. L. M. 1966. Síntese da evolução geológica da América do Sul. *Boletim do Inst. Geol. Esc. Minas*, 1:1- 91.
- Barbosa M. I. M. 1998. *Complexo ultramáfico acamadado Morro das Almas, Região de Bom Sucesso e Ibituruna (MG): Geologia, Magmatismo e Metamorfismo*. Rio de Janeiro. 215p (Tese de doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro).
- Barbosa O. 1934. Mapa Geológico de Minas Gerais - Resumo da Geologia de Minas Gerais. *Boletim Dep. dos Serviços Geográficos e Geológicos*, 3: 1-40.
- Barbosa O. 1954. Resumo da Geologia do Estado de Minas Gerais. Belo Horizonte. *Boletim do Departamento de Serviços Geográfico e Geológico*, 3:1-40.
- Barnes S J. & Gomwe T. S. 2011. The Pd deposits of the Lac des Iles complex, northwestern Ontario. *Reviews in Economic Geology*, 17: 351-370.

Santos, D.E., 2015. Estudo mineralógico e mineralógico de metaultramafitos ...

- Bastos A. A. & Enrichsen A. I. 1927. Geologia da Folha Barbacena. Rio de Janeiro. Boletim DNPM/SGM, 25:1-20.
- Biondi J. C. 1986. *Depósitos de Minerais metálicos de filiação magmática*. 3ed. São Paulo, CBMM e T.^a Queiroz Ed.
- Birren T. H. 2013. *Petrology of nickel lake macrodyke: implications for exploration of magmatic Ni-Cu sulfide deposits, Duluth Complex, Minnesota*. Minnesota, 47 p. (Trabalho de conclusão de curso, Carleton College).
- Bizzi L.A., Schobbenhaus C, Vidotti R. M. , Gonçalves J. H. 2003. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM, 674 p.
- Brugmann G. E., Hanski E. J, Naldrett A. J., Smolkin V. F. 2000. Sulphide segregation in ferropicrites from Pechenga Complex, Kola Peninsula, Russia. *Journal Of Petrology*, 41(12):1721-1742.
- Butt C. R. M., Brand N. W. 2003. Mt Keith nickel sulphide deposit, Western Australia: Cooperative Research Centre for Landscape environments and mineral exploration Australia: CRV Leme, <<http://creleme.org.au/regexplore/mtkeith.pdf>>.
- Cabral, A.R., Zeh, A., Koglin, N., Seabra Gomes, A.A., Jr., Viana, D.J., Lehmann, B., 2012, Dating the Itabira iron formation, Quadrilátero Ferrífero of Minas Gerais, Brazil, at 2.65 Ga: Depositional U-Pb age of zircon from a metavolcanic layer: *Precambrian Research*, v. 204-205, p. 40–45.
- Cameron, E. N. 1964. Chromite deposits of the eastern part of the Bushveld Complex. In: Haughton S.H. (eds.) *The Geology of Some Ore Deposits of Southern Africa*. The geology of some ore deposits in southern Africa, 2, Johannesburg, Geological Society of South Africa, p. 31-68.
- Campbell I. H., Naldrett A. J., Barnes S. J. 1983. A model for the origin of the platinum-rich sulphide horizons in the Bushveld and Stillwater Complexes. *Journal of Petrology*, 24:133-165.
- Campos J. C. S. 2004. *O Lineamento Jeceaba-Bom Sucesso com limite dos terrenos Arqueanos e Paleoproterozóicos do Cráton São Francisco Meridional: Evidências Geológicas, Geoquímicas (Rocha Total) e geocronológicas (U-Pb)*. Ouro Preto. 189p. (Tese de Doutorado, Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto).
- Campos J. C. S., Carneiro M. A., Basei M. A. S. 2003. U-Pb evidence for Late Neoproterozoic crustal reworking in the southern São Francisco Craton (Minas Gerais, Brazil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 75:497-511.
- Carneiro M. A. , Carvalho Jr. I. M, Fernandes R.A., Teixeira W. 1997b. Geologia de parte do segmento crustal situado entre as cidades de Oliveira, Campo Belo e Santana do Jacaré, MG. In: SBG, Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 9, Ouro Preto, *Anais...*, p. 36-37.
- Carneiro M. A. 1992. *O Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional (Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais): Litoestratigrafia e Evolução Geológica de um Segmento de Crosta Continental do Arqueano*. São Paulo. 233p. (Tese de Doutorado, Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo).
- Carneiro M. A., Campos J. C. S., Fernandes R. A., Teixeira W., Nutman A. P. 2002. Datações U-Pb (SHRIMP) em zircões detriticos de unidades supracrustais da porção meridional do Cráton São Francisco: implicações para a evolução tectônica arqueana desse fragmento crustal. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, XXI, João Pessoa, *Anais...*, p 516-516.
- Carneiro M. A., Carvalho Jr. I. M., Teixeira W. 1998. Petrologia, geoquímica e Geocronologia dos diques Máficos do complexo metamórfico Bonfim Setentrional (Quadrilátero Ferrífero) e suas Implicações na evolução Crustal do Cráton do São Francisco Meridional. *Rev. Bras. Geociências*, 28: 29-44.
- Carneiro M. A., Grossi Sad J. H., Carvalho Jr. I. M., Nalini Jr. H. A., Lima J. F., Camporez J. A. P., Teixeira W. 1999. Possible Komatiitic Affinity and Potential PGE Mineralization of the Archean Ribeirão dos Motas Layered Sequence, Brasil. In: Ofioliti, International Workshop on Orogenic Lherzolites and Mantle Processes, 30, Pavia, *Abstr...*, p 80-80.
- Carneiro M. A., Nalini Jr. H. A., Bilal E., Carvalho Jr. I. R., Teixeira W., Moutte J. 1997a. A Sequência Acamadada Ribeirão dos Motas, Minas Gerais, Brasil. In: SBGq, Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, 4, Braga, *Atas...*, p 31.
- Carneiro M. A., Nalini Jr. H. A., Endo I., Suíta M. T. de F., Castro P. de T. A. de, Barbosa M. S. de C., Campos J. C. S., Goulart L. E. A., Silva E. F., Pereira A. de A., Tavares, T. D., Jiamelaro F., Carneiro J. M.,

- Mariano L. C., Miguel F. P., Silva Jr. A. C. da, Barbosa A. da S., Prado G. E. de A., Santos C. dos, Urbano E. E. M. C. 2006. *Geologia da Folhas Campo Belo e Oliveira*, escala 1:100.000. Ouro Preto, Convênio UFOP CPRM. Relatório Final. 192p.
- Carneiro M. A., Teixeira W., Carvalho Jr. I. M., Oliveira A. H., Fernandes R. A. 1997b. Archean Sm/Nd isochron age from the Ribeirão dos Motas layered rocks sequence, Southern São Francisco-Craton, Brazil. In: SBG, South-American Symposium on Isotope Geology, 1, Campos do Jordão, *Extended Abstracts...*, p 63-64.
- Carneiro M. A., Teixeira W., Nalini Jr. H. A., Bilal E., Oliveira A. H., Carvalho Jr. I. R. 1996. Archean ultramafic-mafic magmatism in the Southern São Francisco Craton (Campo Belo Complex): Preliminary petrographic and geochemical results. In: SBG, Symposium on Archean Terranes of the South American Platform, 1, Brasília *Anais...*, p 32-32.
- Carvalho Jr. I. M. & Carneiro M. A. 1999. Sequência Acamadada de Ribeirão dos Motas: Uma ocorrência de rochas ultramáficas plutônicas no Cráton São Francisco Meridional. In: SBG, Simpósio de Geologia de Minas Gerais e Centro Oeste, 10, Brasília, *Resumos...*, p 36-36.
- Carvalho Jr. I. M. 2001. *Petrologia e Geologia de Rochas Ultramáficas Arqueanas do Cráton São Francisco Meridional: A Sequência Acamada Ribeirão dos Motas*. Ouro Preto. 96p. (Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto).
- Carvalho Jr. I. M., Carneiro M. A., Fernandes R. A., Teixeira W. 1998a. Processos mantélicos relacionados à gênese da estratificação ígnea da Sequencia Acamadada Ribeirão dos Motas. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, *Resumos...*, 67p.
- Carvalho Jr. I. M., Carneiro M. A., Suíta M. T. de F., Teixeira W. 1997. Anfibólio intercúmulus na Sequencia Acamadada do Ribeirão dos Motas: um modelo petrogenético para sua origem. In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, IX, SBG/NMG, Ouro Preto, *Anais...*, p.38-39.
- Carvalho Jr. I.M., Carneiro M.A., Nalini Jr. H.A., Teixeira W. 1998b. Seriam as rochas da Sequência acamadada Ribeirão dos Motas o correspondente plutônico do magmatismo ultramáfico do *greenstonebelt* Rio das Velhas? In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte, *Resumos*, p. 68.
- Chai G., Naldrett A. J. 1992. Characteristics of Ni-Cu-PGE mineralization and genesis of the Jinchuan deposit, northwest China. *EconomicGeology*, 87:1475-1495.
- Coleman R. G. 1977. *Ophiolites: Ancient Oceanic Lithosphere*. 1ed. New York, Springer-Verlag.
- Cordani U. G., Melcher G. C., Almeida F. F. M. 1968. Outline of the Precambrian geochronology of South America. *Can. J. Earth Sci.* 5: 629-632.
- Corrêa da Costa P. C. 1995. *Petrogênese do Corpo Meta-ultramáfico do Córrego dos Boiadeiros, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil*. Belo Horizonte. 172p. (Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais).
- Corrêa da Costa P. C. 1999. *Episódios de Formação de Crosta Continental Arqueana no Cráton São Francisco Meridional: Um exemplo a partir da Região de Candeias - Campo Belo, MG*. Ouro Preto. 132p. (Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto).
- Corrêa da Costa P. C., Carneiro M. A., Nalini Jr., H. A. 1998. Quartzitos da região de Candeias – Campo Belo: metassedimentos do Supergrupo Rio das Velhas ou do Supergrupo Minas ? In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, *Anais...*, p 8.
- Corrêa da Costa P. C., Carneiro M. A., Teixeira W., Nalini Jr. H. A. 1999. O Complexo Metamórfico Campo Belo, na região de Candeias – Campo Belo, Minas Gerais. In: SBG/NMG, Simpósio de Geologia de Minas Gerais e Centro-Oeste, 10, Brasília, *Resumos...*, p 3.
- Couto D. J. F & Carneiro M. A. 2007. The genesis of the metaultramafites from Claudio (MG). *Geochimica Brasiliensis*.21: 009-021.
- Couto D. J. F. 2004. *Petrogênese dos Metaultramafitos e Mafitos da Região de Cláudio (MG)*. Ouro Preto. 173p. (Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto).
- DePaolo D.J. 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization: *Earth Planet. Science Letters*,53:189-202.

Santos, D.E., 2015. Estudo mineralógico e mineralógico de metaultramafitos ...

- Derby O. A. 1880. Contribuições para o estudo da geologia do Vale do São Francisco. *Archivos do Museu Nacional*, 4: 89-119.
- Derby O. A. 1906. The Serra do Espinhaço. *Journal Geology*, 14: 374-401.
- Dorr II J. V. N., Gair J. E., Pomerone J. B., Rynearson G. A. 1957. Revisão Eestratigrafca Precambriana do Quadrilátero Ferrífero. *Div. Fom. Prod. Min.*, Avulso, nº 81, 31 p.
- Dorr II J. V. N. 1969. Physiographic, Stratigraphic and Structural Development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *U.S.G.S. Professional Paper*, **641 (A)**, 110p.
- Dussin I. A., Uhlein A., Dussin T. M. 1984. Geologia da faixa móvel do Espinhaço em sua porção meridional - MG. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 33, Rio de Janeiro, *Anais...*, p. 3118-3134.
- Ebert H. 1956. Discordâncias Precambrianas em Carandaí, Minas Gerais. Ouro Preto, DNPM, *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*, 183:1- 40.
- Endo I. & Machado R. 1998. The geologic architecture of the Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais, Brazil) after multiple transpressional and transtensional tectonic events. In: xx, International Conference on Precambrian and Craton Tectonics, 1, Ouro Preto, *Abstracts...*, p 126.
- Endo I. 1988. *Análise estrutural qualitativa no minério de ferro e encaixantes na Mina de Timbopeba, Borda leste do Quadrilátero Ferrífero, Mariana*. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, 73p.
- Endo I. 1997. *Regimes Tectônicos do Arqueano e Proterozóico no Interior da Placa Sanfranciscana: Quadrilátero Ferrífero e Adjacências, Minas Gerais*. Tese de Doutorado, Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, 243p.
- Endo I., Carneiro M. A., Machado R. 1996. O Complexo Metamórfico Bação: Um elemento anisotrópico na deformação do Supergrupo Rio das Velhas – Q. F., MG. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, *Anais...*, p 1996.
- Evans B. W. & Frost B. R. 1975. Chrome-spinel in progressive metamorphism - A preliminary analysis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 39:959-972.
- Fernandes R. A. & Carneiro M. A. 1999. Hiperstênio-gnaisses do Complexo Metamórfico Campo Belo, MG: Aspectos petro-tectônicos gerais. In: SBG/NMG, Simpósio de Geologia de Minas Gerais e Centro-Oeste, 10, Brasília, *Resumos...*, p 56.
- Fernandes R. A. 2001. *Etapas de Formação de Crosta Continental (do Mesoarqueano ao Mesoproterozóico) no Cráton São Francisco Meridional*. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, 127p.
- Fernandes R. A.; Carneiro M. A.; Teixeira W. 1997. O metamorfismo das rochas da região de Santana do Jacaré, MG. In: SBG/NMG, Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 9, Ouro Preto, *Anais...*, p 45.
- Figueiredo M. C. H. & Barbosa J. S. F. 1993. Terrenos metamórficos de alto grau do Cráton do São Francisco. In: Dominguez, J. M. L. & Misi, A. (Eds.). *O Cráton do São Francisco*. Salvador, SBG-NBa/SE/ SGM/ CNPq, p.63-84.
- Fleet M. E. & Barnett R. L. 1978. Al^{IV}/Al^{VI} partitioning in calciferous amphiboles from the Froid Mine, Sudbury. *Can. Mineral*, 16: 527-532.
- Gair J.E. 1958. The Sabará Formation. In: Symposium on Stratigraphy of Minas Series in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Bol. SBG*, **7(2)**, 68p.
- Gair J. E. 1962. Geology and ore deposits of the Nova Lima and Rio Acima quadrangles, Minas Gerais, Brazil. *Geological Survey Professional Paper*, **341 (A)**, 67p.
- Godard M., Lagabrielle Y., Alard O., Harvey J. 2008. Geochemistry of the highly depleted peridotites drilled at ODP Sites 1272 and 1274 (Fifteen-Twenty Fracture Zone, Mid-Atlantic Ridge): Implications for mantle dynamics beneath a slow spreading ridge. *Earth and Planetary Science Letters*, 267: 410-425.
- Goulart L. E. A. & Carneiro M. A. 2008. General characteristics and litho-geochemistry of the Itaguara Layered (Ultramafic-mafic) sequence Southern São Francisco Craton. *Geochimica Brasiliensis*, 22: 45-72.

- Goulart L. E. A. 2001. *Contribuição à geologia de um segmento de crosta arqueana do Cráton São Francisco Meridional. Município de Cláudio. Subárea 5 Sul*. Trabalho de Graduação, Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, 96p.
- Guimarães D. 1931. Contribuição à Geologia do Estado de Minas Gerais. *Boletim Serv. Geol. Min. do Brasil*, 35: 1-36.
- Guimarães D. 1951. Arqui-Brasil e sua Evolução Geológica. Rio de Janeiro, *Boletim DNPM/DFPM*, 88: 1-314.
- Hall R. P., Hughes D. J. 1990. *Early Precambrian Basic Magmatism*. 1ed. London, Chapman & Hall.
- Hammond P. 1952. Allard Lake ilmenite deposits. *Economic Geology*. 47:634-649.
- Harder E. C. & Chamberlin R. T. 1915. The Geology of Central Minas Gerais, Brasil. *J. Geol.* **23**: 341-424.
- Harper M. P. 2004. *Platinum group elements mineralization "Ballrooms" of the J-M Reef of the Stillwater Complex, Montana*. Thesis of Master's degree. Montana Brigham Young University.
- Hartmann, L.A.; Endo, I.; Suita, M.T.F.; Santos, J.O.S.; Frantz, J.C.; Carneiro, M.A.; McNaughton, N.J.; Barley, M. 2006. Provenance and age delimitation of Quadrilátero Ferrífero sandstones based on zircon U-Pb isotopes. *Journal of South American Earth Sciences*, 20(4), p. 273-285..
- Kareem K. 2005. *Komatiites of the Weltevreden formation, Barberton Greenstone Belt, South Africa: implications for the chemistry and temperature of the archean mantle*. Louisiana, 233 p. (Master Thesis, Department of Geology and Geophysics).
- Knauer L. G. 1990. *Evolução geológica do pré-Cambriano da porção centro leste da Serra do Espinhaço Meridional e metalogênese associada*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 298 p.
- Koglin, N., Zeh, A., Cabral, A.R.C., Gomes Jr., A.A.S., Corrêa Neto, A.V., Brunetto, W.J., Galbiatti, H. 2014 Depositional age and sediment source of the auriferous Moeda Formation, Quadrilátero Ferrífero of Minas Gerais, Brazil: New constraints from U–Pb–Hf isotopes in zircon and xenotime. *Precambrian Research* 255, 96–108
- Kuhns M. J. P., Hauck S.A, Barnes R. J. 1990. *Origin and occurrence os platinum group elements, gold and silver in the South Filson creek copper-nickel mineral deposit, Lake Couty, Minnesota*. Technical report NRRIOGMIN-TR-89-15, Natural Resources Research Institute, Civil and Min. Engineering Dept., University of Minnesota, 72 p.
- Ladeira E. A. 1980. *Metallogenesis of gold at the Morro Velho Mine and in Nova Lima District, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil*. PhD Thesis, Department of Earth Science, University of Western Ontario, 272p.
- Lamego A. R. 1936. O maciço do Itatiaya e regiões circundantes. Rio de Janeiro, *Boletim DNPM/DGM*. 88:1-93.
- Lasa Engenharia e Prospecções S.A. 2001. Relatório Final do Levantamento e Processamento dos Dados Magnetométricos e Gamaespectrométricos. Levantamento Aerogeofísico de Minas Gerais, Area 2– Projeto Pitangui - São João del Rei-Ipatinga. Secretaria de Estado de Minas e Energia – SEME – Governo de Minas Gerais. 81 p.
- Li C., Lightfoot P. C., Amelin Y., Naldrett A. J. 2000. Contrasting Petrological and Geochemical Relationships in the Voisey's Bay and Mushuau Intrusions, Labrador, Canada: Implications for Ore Genesis. *Economic Geology*, 95(4): 771-799.
- Li X. H., Su L., Chung S. L., Li X. Z, Liu Y., Song B., Liu D. Y. 2005. Formation of the Jinchuan ultramafic intrusion and the world's third largest Ni-Cu sulfide deposit: Associated with the _825 Ma south China mantle plume? *Geochemistry Geophysics Geosystems* G3, 6: 1-11.
- Lima J. F. , Carneiro M. A., Malheiros W. S., Franco A. S. P., Sposito R. R. 1999. Geologia de um segmento crustal situados entre as cidades de Santo Antônio do Amparo, Bom Sucesso e Oliveira, MG. In: SBG/NMG, Simpósio de Geologia de Minas Gerais e Centro-Oeste, 10, local, *Resumos...*, p 16.

Santos, D.E., 2015. Estudo mineraloquímico e mineralográfico de metaultramafitos ...

- Liu J. G. & Moore J. M. 1990. Hue image RGB colour composition. A simple technique to suppress shadow and enhance spectral signature. *International Journal of remote sensing*, 11 (8): 1521-1530.
- Machado Filho L., Ribeiro M. W., Gonzalez S. R., Schenini C. A., Santos Neto A., Palmeira R. C. B., Pires J. L., Teixeira W., Castro H. E. F. 1983. Projeto RADAMBRASIL. Folha SF 23/24, Rio de Janeiro/Vitória. Vol. 32, p. 27-304.
- Machado N., Noce C. M., Feng R. 1993. Idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de zircões detríticos de rochas metassedimentares da região do Quadrilátero Ferrífero, sul do Cráton São Francisco - Considerações sobre área fonte e idades. In: SE/SBG, Simpósio sobre o Cráton do São Francisco, II, Salvador, *Anais...*, p.149.
- Machado N., Noce C. M., Ladeira E. A., Oliveira O. A. B. D. 1992. U-Pb geochronology of Archean magmatism and Proterozoic metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero, southern São Francisco Craton, Brazil. *Geological Society of American Bulletin*. 104:1221-1227.
- Machado N., Schrank A., Noce C.M., Gauthier G. 1996. Ages of detrital zircon from Archean-Paleoproterozoic sequences: Implications for Greenstone Belt setting and evolution of a Transamazonian foreland basin in Quadrilátero Ferrífero, southeast Brazil. *Earth and Planetary Science Letters*, 141:259-276.
- Manyeruke T. D., Maier W. D. 2005. Major and trace element geochemistry of the Platreef on the Farm Townlands, northern Bushveld Complex. *South Africa Journal of Geology*, 108 (1): 381-396.
- Maranhão R. J. L. 1989. *Introdução a pesquisa mineral*. Foz de Iguaçu (CE): Imprensa universitária/BNB.
- Marshak S. & Alkmim F. F. 1989. Proterozoic contraction/extension tectonics of the southern São Francisco region, Minas Gerais, Brazil: a kinematic model relating Quadrilátero Ferrífero, São Francisco Basin and Cordilheira do Espinhaço. *Tectonics*. 8:555-571.
- Martins-Neto M. A. & Alkmim F. F. 2001. Estratigrafia e evolução tectônica das bacias neoproterozóicas do paleocontinente São Francisco e suas margens: registro da quebra do Rodínia e colagem do Gondwana. In: Pinto, C. P. & Martins-Neto, M. A. (Eds.). *Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos Naturais*. Belo Horizonte, SBG/Núcleo MG, p.31-54.
- Martins-Neto M. A. 1998. O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: registro de uma bacia rift-sag do Paleoproterozoico. *Rev. Bras. Geociências*, 28: 151-168.
- Mason A. D. 1998. *The petrology and geochemistry of the lower pyroxenite succession of the Great Dyke in the Mutorashanga área*. 199p. (Thesis of Master's degree Grahamstown: Rhodes University).
- Mcneil R. D. 1980. *Geochemistry and geology of mineralized and barren komatiites-Western Australia*. 340p. (Thesis of Master's degree, University of Tasmania).
- Molyneux T. G. 1969. The geology of the area in the vicinity of Magnet Heights, Eastern Transvaal, with special reference to magnetic iron ore. In: *Geological Society of South Africa, Special Publication, Ore Symposium on the Bushveld igneous complex and other intrusions*. Johannesburg, p.228-241.
- Moraes L. J. & Guimarães D. 1930. Geologia da região diamantífera do norte de Minas Gerais. *An. Acad. Bras. Ciências*. 2: 153-186.
- Moraes M. A. S. 1985. Reconhecimento de fácies metamórficas da Região de Ouro Preto, Minas Gerais. In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 3, Belo Horizonte, *Anais...*, p.84-93.
- Naldrett A. J. 2004. *Magmatic sulfide deposits: Geology, geochemistry and exploration*. Toronto:Springer.
- Naldrett A. J., Gasparrini E. C., Barnes S. J., Von Gruenevaldt G., Sharpe M. R. 1986. The Upper Critical Zone of the Bushveld Complex and a model for the origin of Merensky type ores. *Economic Geology*, 81:1105-1117.
- Ncube S. 2013. *The origin and petrogenesis of the ultramafic enclaves at Unki Mine, Selukwe Subchamber, Great Dyke, Zimbabwe*. Johannesburg, 240 p. (Thesis of master's degree, Faculty of Science, University of Witwatersrand).
- Noce C. M. 1995. *Geocronologia dos eventos magmáticos, sedimentares e metamórficos na região do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 128p.

- Noce C. M., Dantas E. L., Lobato L. M., Zucchetti M., Baltazar O. F. 2002. Múltiplos eventos de vulcanismo no Greenstone Belt Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero (MG): novos dados U-Pb, implicações geotectônicas e metalogenéticas. In: SBG/NN, Congresso Brasileiro de Geologia, XLI, João Pessoa, *Anais...*, p.522.
- O'Rourke J. E. 1957. *The stratigraphy of the metamorphic rocks of the Rio de Pedras and Gandarela Quadrangles, Minas Gerais, Brazil*. PhD Thesis, Dept. of Natural and Applied Sciences Earth Science, University of Wisconsin, 106p.
- Oliveira A. H. & Carneiro M. A. 2001. Campo Belo Metamorphic Complex: Tectonic evolution of the Archean sialic crust of the southern São Francisco Craton in Minas Gerais (Brasil). *An. Acad. Bras. Ciências*. 73: 397-415.
- Oliveira A. H., Carneiro M. A., Endo I. 1999b. Evolução Tectônica de um fragmento crustal arqueano do Cráton São Francisco Meridional. In: SBG/NMG, Simpósio de Geologia de Minas Gerais e Centro-Oeste, 10, Brasília, *Resumos...*, p.73.
- Oliveira A. H. & Carneiro M. A. 1999a. Petrografia do Complexo Metamórfico Campo Belo e das unidades supracrustais de um segmento síalico do Cráton São Francisco Meridional. In: SBG/NMG, Simpósio de Geologia de Minas Gerais e Centro-Oeste, 10, Brasília, *Resumos...*, p 5.
- Oliveira A. H. 1999. *Evolução tectônica de um segmento crustal Arqueano do Cráton São Francisco Meridional*. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia/Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, 104p.
- Oliveira A. H. 2004. *Evolução de um fragmento do Cráton São Francisco Meridional com base em aspectos estruturais, geoquímicos (rocha total) e geocronológicos (Rb-Sr, Sm-Nd, Ar-Ar, U-Pb)*. Tese de Doutorado, Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, 136p.
- Oliveira A. H., Carneiro M. A., Endo I. 1999. Evolução Tectônica de um fragmento crustal arqueano do Cráton São Francisco Meridional. In: SBG/NMG, Simpósio de Geologia de Minas Gerais e Centro-Oeste, 10, Brasília, *Resumos...*, p 73.
- Oliveira A. H., Carneiro M. A., Nalini Jr. H. A. 1998. Compartimentação litoestrutural de um segmento crustal arqueano do Cráton São Francisco Meridional. In: Congr. Bras. Geol., 40, *Resumos...*, p.54.
- Oliveira A. H., Carneiro M. A., Nalini Jr. H. A. 1998a. Compartimentação litoestrutural de um segmento crustal arqueano do Cráton São Francisco Meridional. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 9, Belo Horizonte, *Anais...*, p 54.
- Oliveira A. H., Corrêa da Costa P. C., Carneiro M. A., Nalini Jr. H. A. 1998b. Feições lineares e suas implicações em um segmento crustal arqueano do Cráton São Francisco Meridional. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 9, Belo Horizonte, *Anais...*, p 58.
- Oliveira A. I. 1954. As Atividades do Departamento Nacional de Produção Mineral. *Engenharia, Mineração e Metalurgia*, 19: 91-92.
- Oliveira A. H. 1999. *Evolução tectônica de um segmento crustal arqueano do Cráton São Francisco Meridional*. Ouro Preto. 104p. (Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto).
- Oliveira A. H. 2004. *Evolução de um fragmento do Cráton São Francisco Meridional com base em aspectos estruturais, geoquímicos e geocronológicos (Rb-Sr, Sm-Nd, Ar-Ar, U-Pb)*. Ouro Preto, 104 p. (Tese de Doutorado, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto).
- Oliveira A. H., Carneiro M. A. 1999. Petrografia do Complexo metamórfico Campo Belo e das unidades supracrustais de um segmento síalico do Cráton São Francisco Meridional. In: SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, Brasília, *Anais*, p. 5.
- Oliveira A. H., Carneiro M. A. 2001. Campo Belo Metamorphic Complex: Tectonic evolution of an Archean sialic crust of the southern São Francisco Craton in Minas Gerais (Brasil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 73:397-415.
- Oliveira A. H., Carneiro M. A., Nalini Jr. H. A. 1998. Compartimentação litoestrutural de um segmento crustal arqueano do Cráton São Francisco Meridional. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte, *Resumos*, p.54.
- Oliveira A. H., Carneiro M. A., Endo I. 1999. Evolução tectônica de um segmento crustal arqueano do Cráton São Francisco Meridional. In: SBG, Simpósio de Geologia de Minas Gerais, Belo Horizonte, *Anais*, p 73.

Santos, D.E., 2015. Estudo mineralógico e mineralógico de metaultramafitos ...

- Oliveira L. G. S., Barbosa M. S. C., Endo I. 2003. O significado das Anomalias Geoidais na Estruturação da Litosfera: Aplicação na Região do Quadrilátero Ferrífero e Adjacências. In: SBG, Simp. Geol. Minas Gerais, 12, Ouro Preto Atas..., p 73-73.
- Page M .L., Schmulian M. L. 1981. The proximal volcanic environment of the Scotia nickel deposits. *Economic Geology*, 76:1469-1479.
- Pearce J. A., Cann J. R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet Science Letter*, 19: 290-300.
- Pinese J. P. P. 1997. *Geoquímica, geologia isotópica e aspectos petrológicos dos diques máficos pré-cambrianos da Região de Lavras (MG), Porção sul do Cráton do São Francisco*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 178p.
- Pinheiro M. A. P. & Suíta M. T. F. 2011. Anomalias de Ce em mafitos e ultramafitos neoproterozóicos da Faixa Brasília Sul, MG: discussão e significado. In: CPGQ, Congresso Brasileiro de Geoquímica. Gramado, *Anais*, p. 792.
- Pires F. R. M. 1977. *Geologia do Distrito Manganífero de Conselheiro Lafaiete, Minas Gerais*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 344p.
- Rawlings A. M. 2001. *The Paleoproterozoic metaplutonic suite of Voisey's Bay, Labrador*. Newfoundland, 260p. (Thesis of Master's Degree, Department of Earth Sciences, University of Newfoundland).
- Renger F. E., Noce C. M., Romano A. W., Machado N. 1994. Evolução sedimentar do Supergrupo Minas: 500 Ma de registro geológico no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. *Geonomos*, 2: 1-11.
- Rietmeijer F. J. M. 1983. Chemical distinction between igneous and metamorphic orthopyroxene especially those coexisting with Ca-rich clinopyroxene: a re-evaluation. *Mineralogical Magazine*, 47:143-151.
- Rynearson G. A., Pomerene J. B., Dorr J. V. N. 1954. Contato basal da Série de Minas na parte ocidental do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. *DNPM, Divisão de Geologia e Mineralogia*, Avulso, n° 34, 18 p.
- Santos D. E., Carneiro M. A., Suíta M. T. F. (submetido). Ambiente tectônico e metalogênese das Suítes ígneas Ribeirão dos Motas e Cláudio, Cráton São Francisco Meridional. *Revista Brasileira de Geociências*.
- Santos D. E., Carneiro M. A., Silva E. F., Suíta M. T. F. (no prelo). Utilização de técnicas de processamento digital na avaliação do potencial metalogenético de mafitos e metaultramafitos da porção meridional do Cráton São Francisco. *Geologia USP*.
- Schorscher H. D., Chiarini A. P., Fernandes F., Vilela L. G. G., Monteiro L.V.S., Silva E. L., Cutrim C. A. 1998. Revisão tectono estratigráfica do Maciço de Piumhi-MG. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, *Resumos...*, p 68.
- Schorscher H. D. 1979. Evolução geotectônica e petrogenética do embasamento arqueano do Quadrilátero Ferrífero. *Academia Brasileira de Ciências*, 51: 767-768.
- Schorscher H. D., Santana F. C., Moreira J. M. P. 1982. Quadrilátero Ferrífero – Minas Gerais State: Rio das Velhas Greenstone Belt and Proterozoic rocks. In: SBG, International Symposium on Archean and Early Proterozoic Evolution and Metallogenesis, 1, Salvador, *Anais...*, p 43.
- Schorscher H.D. 1978. Komatiitos na estrutura "Greenstone Belt" Série Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 30, Recife, *Anais...*, 292-293.
- Schrank A. & Silva M. G. 1993. Greenstone Belts do Cráton do São Francisco, Brazil. In: Dominguez, J. M. L. & Misi, A. (Eds.) *O Cráton do São Francisco*. Salvador, SBG/SGM/CNPq. p. 85-118.
- Schrank A., Souza Filho C. R., Roig H. L. 1990. Novas observações sobre as rochas ultramáficas do Grupo Quebra Osso e Formação Córrego dos Boiadeiros, "Greenstone Belt" Rio das Velhas (MG). *Cadernos IG/UNICAMP*, 1:6-29.
- Severson M. J. 1988. Geology and structure of a portion of the Partridge River Intrusion: A. Progress report: Natural Resources Research Institute, Duluth, Minnesota. *Technical Report*, 88:08-78.
- Sharkov E. V., Krasivskaya I. S., Chistyakov A. V. 2004. Belomorian drusite (coronite) complex, Baltic Shield, Russia: An example of dispersed intrusive magmatism in early Paleoproterozoic mobile zones. *Russian Journal of Earth Sciences*, 3: 185-215.

- Silva J. N. da, Seixas S. R. M., Pimentel G. de B., Santos R. G., Signorelli N., Coutinho M. G. da N., Rocha J. M. 1978. *Projeto Mantiqueira – Furnas*. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Superintendência Regional de Belo Horizonte. *Relatório.Final*. 325p.
- Sproule R. A., Leshner C. M., Ayer J. A., Thurston P. C. 2003. *Geochemistry and Metallogenesis of Komatiitic Rocks in the Abitibi Greenstone Belt, Ontario*. Open File Report 6073, Ontario Geological Survey, Ontario, 144 p.
- Stanton R. I. 1972. *Ore petrology*. 1ed. New York: Graw-Hill.
- Stewart A. J. 2002. *The geochemistry and physical volcanology of the East Lake Ultramafic Zone, Cape Smith Belt, northern Québec*. Montreal, 116 p. (Thesis of master's degree, Faculty of Graduate Studies and Research, McGill University).
- Suckau, V.E., Suita, M.T.F., Zapparolli, A.C., Spier, C.A., Ribeiro, D.T. 2005. Pyroclastic and volcanic exhalative rocks occurrences in the Cauê Formation, Tamanduá and Capitão do Mato deposits: metalogenetic and petrological aspects - a preliminary overview *In: Simp. sobre o Cráton São Francisco, III, Salvador (BA), Resumos Expandidos/Short Papers..., CBPM/UFBA/SBG, 2005. p. 343-346.*
- Suita M. T. F. 1988. *Geologia da área Luanga com ênfase na petrologia do complexo básico-ultrabásico Luanga e depósitos de cromita associados*. Brasília. 333p. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, UNB).
- Suita M. T. F., Strieder A. J. 1996. Cr-spinels from Brazilian mafic-ultramafic complexes: metamorphic modifications. *International Geology Review*, 38:245-267.
- Sun S., McDonough W. F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A. D., Norry M. J. (eds.) *Magmatism in ocean basins*, 42, London, Geology Society, p. 313-345.
- Sutcliffe R. H., Sweeny J. M., Edgar A. D. 1989. The Lac des Iles Complex, Ontario: petrology and platinum-group-element mineralization in an Archean mafic intrusion. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 26(7): 1408-1427.
- Teixeira W. 1985. *A Evolução Geotectônica da Porção Meridional do Cráton São Francisco, com Base em Interpretações Geocronológicas*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 207p.
- Teixeira W., Carneiro M. A., Noce C. M., Machado N., Sato K., Taylor P. N. 1996a. Pb, Sr and Nd isotope constraints on the Archean evolution of gneissic-granitoid complexes in the southern São Francisco Craton, Brazil. *Precambrian Research*. 78: 151-164.
- Teixeira W., Cordani U. G., Nutman A. P., Sato K. 1998. Polyphase Archean evolution in the Campo Belo Metamorphic Complex. Southern São Francisco Craton (Brazil): SHRIMP U-Pb zircon evidence. *Journal of South America Earth Science*, 11: 279-289.
- Teixeira W., Cordani U. G., Nutman A. P., Sato K. 1996b. Polyphase crustal evolution in the late Archean: The case of the Campo Belo Metamorphic Complex, In: SBG, Simpósio de Terrenos Arqueanos da Plataforma Sul-Americana, 1, Brasília, *Anais...*, p 63-64.
- Teixeira W., Sabaté P., Barbosa J., Noce C. M., Carneiro M. A. 2000. Archean and Paleoproterozoic Tectonic Evolution of the São Francisco Craton. In: Cordani, U. G.; Milani, E. J.; Thomaz Filho Campos, D. A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*, Rio de Janeiro. p. 101-137.
- Teixeira, W. & Ávila, C.A. -2007- Evolução geodinâmica do Cinturão Mineiro: revisão do conhecimento após duas décadas de estudos. *In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 14, Simpósio de Geologia do Sudeste, 10, Resumos...*, Núcleos Minas Gerais, Rio de Janeiro e São Paulo/Sociedade Brasileira de Geologia (SBG), Belo Horizonte (MG), 2007, resumo 84.
- Törmänen T., Karinen T. 2001. Chrome and PGE deposits associated with the 2,45 Ga layered intrusions of northern Finland. *In: IAGS, International Applied Geochemistry Symposium, Finland, Excursion guide*, p. 36.

Santos, D.E., 2015. Estudo mineralógico e mineralógico de metaultramafitos ...

Valença J. G., Paciulo F. V. P., Ribeiro A. E., Andreis R. R. 1998. Komatiitos da Fazenda Chapadinha, Faixa Greenstone Itumirim-Tiradentes, Borda Sul do Cráton São Francisco, Minas Gerais. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, Resumos..., p 62.

Vetrin V. R., Turkina O. M., Ludden J. 2002. Petrology and geochemistry of rocks from the basement of the Pechenga paleorift. *Russian Journal of Earth Sciences*, 4 (2): 121-151.

Weiblen P. W., Morey G.B. 1980. A summary of the stratigraphy, petrology, and structure of the Duluth Complex. *American Journal of Science*, 280 (A): 88-133.

Willmore C. C., Boudreau A. E., Kruger F. J. 2000. The halogen geochemistry of the Bushveld Complex, Republic of South Africa: Implications for Chalcophile Element Distribution in the Lower and Critical zones. *Journal of Petrology*, 41(10): 1517-1539.

Wilson A. H., Tredoux M. 1990. Lateral and vertical distribution of platinum-group elements and petrogenetic controls on the sulfide mineralization in the P-I pyroxenite layer of the Darwendale Subchamber of the Great Dyke, Zimbabwe. *Economic Geologic*, 85:556-584.

Zuchetti M. 1998. *Geoquímica dos Metabasaltos do Grupo Nova Lima, Greenstone Belts Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais*. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia/ Instituto de Geociências, Universidade de Minas Gerais, 207p.