



**PETROLOGIA DO COMPLEXO MÁFICO-ULTRAMÁFICO MATA  
GRANDE, SÃO SEPÉ, RS**

Porto Alegre, 2012

**MATHEUS SILVA SIMÕES**

**PETROLOGIA DO COMPLEXO MÁFICO-ULTRAMÁFICO MATA  
GRANDE, SÃO SEPÉ, RS**

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

**Orientador:** Prof. Dr. Ruy Paulo Philipp

**Supervisores:** Geól. Eduardo Camozzato

Prof. Dr. Márcio Martins Pimentel

Porto Alegre, 2012

Simões, Matheus Silva

Petrologia do Complexo Máfico-Ultramáfico Mata Grande, São Sepé, RS. / Matheus Silva Simões - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2012.

117 f. il.

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

Orientador: Prof.Dr. Ruy Paulo Philipp

1.Petrologia. 2. Complexo Máfico-ultramáfico. 3.

Complexo Mata Grande. 4. São Gabriel. 5. U-Pb. I. Título.

---

Catálogo na Publicação  
Biblioteca Geociências - UFRGS  
Renata Cristina Grün CRB 10/111

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

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso "**PETROLOGIA DO COMPLEXO MÁFICO-ULTRAMÁFICO MATA GRANDE, SÃO SEPÉ, RS**", elaborado por MATHEUS SILVA SIMÕES, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

**Comissão Examinadora:**

---

Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer

---

Prof. Dr. Leo Afraneo Hartmann

A minha mãe, Maria Cristina Vital Silva, pela amizade, pela indicação do curso, pelo investimento financeiro e emocional e por me proporcionar ensino de qualidade desde a infância.

Ao meu melhor amigo, meu pai, Jorge Luiz Simões, por me dar trabalho quando eu precisei, pelos momentos de descontração e por me ensinar coisas que não se aprende em universidade alguma.

Ao meu padrinho no curso, Prof. Dr. Evandro Fernandes de Lima, por me ensinar a ser um aluno crítico, que se deve manter com uma constante leitura em geologia e pela ajuda no presente trabalho.

Ao meu orientador, Prof. Dr. Ruy Paulo Philipp, por aceitar minha ideia de estudar o Mata Grande sem titubear, por investir no nosso trabalho e por contribuir imensamente na minha formação como geólogo.

Ao meu chefe, Prof. Eduardo Camozzato, pela oportunidade de estágio na CPRM, pelas correções e ajuda no meu (nosso) trabalho, pelas campanhas de campo na região sul do Estado e pelas conversas altamente descontraídas e produtivas.

Ao Dr. Jorge Henrique Laux, pela imensa disposição em me ajudar, pelas discussões e pela companhia nas minhas tardes de trabalho na CPRM.

A Profa. Andrea Sander pela disponibilidade e boa vontade para a aquisição das minhas fotomicrografias.

Ao Prof. Dr. Milton Luiz Laquintine Formoso pelo financiamento das análises químicas (Projeto PRONEX/FAPERGS – CNPq – 10/0045-6).

Ao Prof. Dr. Márcio Martins Pimentel pela supervisão.

Ao Serviço Geológico do Brasil, CPRM SUREG – PA, na pessoa de José Leonardo Andriotti (Superintendente Regional) e João Angelo Toniolo (Gerente de Geologia e Recursos Minerais), pelo fornecimento das fotografias aéreas, dos microscópios e das publicações pertencentes a biblioteca.

Ao Instituto de Geociências da UFRGS e seus funcionários, pela disponibilidade de transporte, pelas lâminas petrográficas e por todo o apoio técnico necessário.

Ao curso de geologia em si, por me engrandecer como pessoa dia após dia.

“Tudo me pertence porque eu sou pobre.”  
*Jack Kerouac*

## RESUMO

O Complexo Máfico-ultramáfico Mata Grande (CMG) é um maciço que ocupa uma área de cerca de 6 km<sup>2</sup> localizada no município de São Sepé, no Rio Grande do Sul. Este maciço está situado na porção oeste do Escudo Sul-rio-grandense, no denominado Terreno São Gabriel, e mantém contato ao sudoeste com os ortognaisses e metagranitos do Complexo Cambaí, ao sudeste com as rochas metavulcano-sedimentares do Complexo Bossoroca, e ao norte é encoberto pelas rochas sedimentares da Bacia do Paraná. Três unidades de rochas cumuláticas constituem o CMG: Unidade Máfica (UM), Unidade Ultramáfica (UUM) e Unidade Transicional (UT). A UM é representada por três fácies: Fácies Equigranular Fina a Média (FEFM), Fácies Equigranular Média a Grossa (FEMG) e Fácies Heterogranular Muito Grossa (FMG), que é cortada em contatos irregulares interlobados por microdioritos. As estruturas primárias preservadas são um acamamento composicional/textural milimétrico a centimétrico e uma intercalação das unidades em escala métrica de afloramento e decamétrica regional. Petrograficamente, a UM corresponde a adcumulatos e mesocumulatos composicionalmente representados por olivina gabros, hornblenda-olivina noritos, gabronoritos e metagabros. A UUM é constituída por mesocumulatos e heteradcumulatos cuja composição é de hornblenda wehrlitos, Iherzolitos, além de serpentinitos. A UT consiste em mesocumulatos com composição de olivina noritos e troctolitos. O metamorfismo que afetou o CMG pode ser caracterizado como metamorfismo de contato fácies albíta-epidoto hornfels/hornblenda hornfels causado pela intrusão do Granito São Sepé. As análises químicas feitas em 24 amostras indicam que as rochas da FMG são mais enriquecidas em SiO<sub>2</sub> e empobrecidas em MgO quando comparadas com as da FEFM e FEMG. As amostras da UT e da UUM são rochas ultrabásicas com altos teores de MgO, Ni e Co. O caráter cumulático das unidades do CMG é evidenciado pelo comportamento bi-polar com um elo transicional e pela inversão de correlações das amostras da UM nos diagramas de Harker, bem como pelas anomalias positivas de Cs, Sr, Pb e Ba nos diagramas multi-elementares e pela pronunciada anomalia positiva de Eu nos padrões dos ETR, característicos de acumulação de plagioclásio. Os dados geocronológicos obtidos pelo método U-Pb em zircões (LA-ICP-MS), ainda sem tratamento estatístico, indicam a predominância de idades entre 720 e 680 Ma, o que sugere o posicionamento do CMG no topo da estratigrafia do Terreno São Gabriel, compondo o magmatismo máfico pós-colisional nos estágios finais do Evento São Gabriel.

**Palavras-Chave:** Petrologia, Complexo Máfico-Ultramáfico, Complexo Mata Grande, Terreno São Gabriel, LA-ICP-MS.

## ABSTRACT

*The Mata Grande Mafic-Ultramafic Complex (CMG) is a massif which covers an 6 km<sup>2</sup> area located at São Sepé, Rio Grande do Sul. This massif is situated in the western portion of the Sul-rio-grandense Shield, in the São Gabriel Terrane and maintains contact southwest with the orthogneisses and metagranites of the Cambaí Complex, southeast with metavolcano-sedimentary rocks of the Bossoroca Complex and in north it's covered by the sedimentary rocks of the Paraná Basin. Three cumulatic rock unities constitutes the CMG: Mafic Unit (UM), Ultramafic Unit (UUM) and Transicional Unit (UT). UM is represented by three facies: Fine to Medium grained Equigranular Facies (FEFM), Medium to coarse grained Equigranular Facies (FEMG) and Very Coarse grained heterogranular Facies (FMG). The last one is cross-cutted with irregular interfingering contacts by microdiorites. The preserved primary structures are composicional/textural milimetric to centimetric layering and regional metric to decametric intercalation. In petrographic aspect, UM corresponds to adcumulates and mesocumulates composicionally represented by olivine gabbro, hornblende-olivine norite, gabbro-norite and metagabbro. UUM is composed of mesocumulates and heteradcumulates with hornblende wehrlite and lherzolite composition and also by serpentinites. UT consists of mesocumulates with olivine norite and troctolite composition. The metamorphism that has affected CMG can be characterized as a contact metamorphism, albite-epidote/hornblende hornfels facies, caused by the intrusion of São Sepé Granite. The chemical analysis of 24 samples indicate that FMG rocks are SiO<sub>2</sub> enriched and MgO depleted when compared with FEFM and FEMG. UT and UUM samples are ultrabasic rocks with high of MgO, Ni and Co content. The cumulatic features in CMG unities is evidenced by UM samples two-pole with transicional link behavior and by correlation inversion in the Harker diagrams, as well as Cs, Sr, Pb and Ba positive anomaly in the multi-elementar diagrams and the positive Eu anomaly in the REE patterns that indicate plagioclase accumulation in all cumulatic rocks. Zircon U-Pb (LA-ICP-MS) geocronological data, still with no statistical treatment, indicates the predominance of 720 and 680 Ma ages, suggesting the CMG positioning on the top of São Gabriel Terrane stratigraphy, compounding the mafic post-collisional magmatism in the late stages of the São Gabriel Event.*

**Key words:** *Petrology, Mafic-Ultramafic Complex, Mata Grande Complex, São Gabriel Terrane, LA-ICP-MS.*

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Fluxograma das etapas pertencentes ao projeto.....	3
Figura 2 - (A) Mapa de localização do município de São Sepé com a região da área de estudo destacada no polígono vermelho; (B) Mapa de localização da região de Mata Grande com a área do Complexo Mata Grande destacada em vermelho. ....	4
Figura 3 – (A) Localização da área estudada na América do Sul. (B) Principais unidades geotectônicas do sul do Brasil e do Uruguai. Zonas de Cisalhamento: 1- Itajai-Perimbó, 2- Major Gercino, 3- Santana da Boa Vista, 4- Dorsal de Canguçu, 5- Passo do Marinheiro, 6- Ibaré, 7- Sarandi Del Y, 8- Sierra Ballena, 9- Cerro Amaro, 10- Arroio Grande. Fonte: Philipp <i>et al.</i> (2012) modificado de Hartmann <i>et al.</i> (2007) e Oyhantçabal <i>et al.</i> (2010).. ...	7
Figura 4 - Mapa de detalhe do Terreno São Gabriel (modificado de Philipp <i>et al.</i> , 2008).....	8
Figura 5 - Seção esquemática NW-SE (sem escala) da estruturação do Terreno São Gabriel (Saalman <i>et al.</i> 2006). ....	9
Figura 6 - Mapa geológico regional da área de estudo, localizando os complexos Cambaí e Bossoroca, além dos Complexos Máfico-Ultramáficos. Modificado da Carta de Cachoeira do Sul (Porcher & Lopes, 2000).....	12
Figura 7 – Evolução da Orogênese São Gabriel com base nas idades disponíveis na literatura.....	14
Figura 8 – (a) Gradientes de densidade gerados por salinidade $\rho_{SALT}$ e temperatura $\rho_{TEMP}$ . em uma camada de fluido inicialmente aquecido na base. (b) O mesmo sistema depois de ser quebrado em séries de camadas duplo-difusivas convectivas (modificado de Turner & Campbell, 1996).....	18
Figura 9 – Classificação textural de rochas cumuláticas. Modificado de Wager & Brown (1967).....	22
Figura 10 - Seção geológica SSW-NNE da área de estudo realizada a partir do mapa geológico do Projeto Vila Nova (UFRGS, 1997).....	28
Figura 11 – Mapa de dados de fointerpretação (drenagem, lineamentos, domínios aerofotogeológicos) integrados em uma plataforma SIG.....	29
Figura 12 - Fotoíndice da área de estudo em escala 1:100.000.....	31
Figura 13 - Rede equiárea de Schmidt (Loczy & Ladera, 1980).....	32
Figura 14 - Rede de Calsbeek (Loczy & Ladera, 1980).....	33

Figura 15 - Representação dos principais componentes do microscópio petrográfico de luz transmitida (arte do autor). .....	344
Figura 16 - Diagramas de classificação de rochas máficas e ultramáficas. (Fontes: Streckeisen, 1973, 1976; Le Maitre, 2004). .....	35
Figura 17 - Diagramas de concórdia e discórdia (extraído de Faure, 1977).....	42
Figura 18 - Aspectos de campo e texturas macroscópicas das unidades do CMG. (A) Acamamento composicional/textural na unidade máfica. (B) Foliação de forma do plagioclásio na FEFM da unidade máfica. (C) Gabro da FEMG com foliação incipiente. (D) Gabro da FMG sem foliação, com plagioclásio em textura poiquilítica como inclusão do piroxênio. (E) Peridotito da UUM. (F) Troctolito da UT com plagioclásio ameboide. (Fotos: Ruy Paulo Philipp).....	44
Figura 19 – Croqui de injeção de microdiorito em metagabro do ponto MS – 22.....	45
Figura 20 - (A) Estereograma de polos de planos de acamadamento composicional ígneo primário e foliação de forma mineral nas unidades do CMG. Os mergulhos são sub-horizontais (85,7%) entre 2° e 37° e subverticais (14,3%) entre 43° e 75°. N = 28. (B) Diagrama de contorno dos dados da figura A. Densidade média = 1.33, densidade máxima = 11.2.....	47
Figura 21 - (A) Estereograma de polos de planos de fraturas de abertura milimétrica e espaçamento centimétrico nas rochas do CMG. Retângulos pretos = fraturas preenchidas por quartzo, retângulos vermelhos = fraturas não preenchidas. Os mergulhos são subverticais entre 38° e 85°. N = 12. (B) Estereograma de grandes círculos dos planos de fratura da figura A. Traços pretos = Fraturas preenchidas, traços vermelhos = fraturas não preenchidas.....	47
Figura 22 - (A) Afloramento de matacões e blocos no ponto MS – 18 de gabros da FEFM a média da unidade máfica do CMG. (B) Detalhe na camada de cerca de 15 cm de peridotito da UUM intercalado com os gabros. (C) Afloramento de matacão no ponto MS - 21 de gabro da FEFM da unidade máfica. (D) Camada de cerca de 1,5 m de peridotito equigranular fino intercalado com os gabros. Fotos: Ruy Paulo Philipp. ....	48
Figura 23 – (A) Croqui da intercalação métrica em escala de afloramento das unidades do CMG. Acima, vista em planta da geologia, estruturas de foliação ígnea e disposição dos pontos MS -24, MS – 25, MS – 26 e MS – 27. Abaixo, seção A – A´ de direção SW-NE com a disposição vertical geológica e estrutural dos pontos. (B) Vista geral da intercalação métrica em escala de	

aflorescimento das unidades do CMG. Vista para NNE a partir do ponto MS - 27. (Foto: Ruy Paulo Philipp). .....49

Figura 24 – Fotomicrografias das amostras da UUM. (A) Textura poiquilítica de olivina inclusa em *oikocristal* de hornblenda em peridotito (LN). (B) Flogopita intercúmulus em peridotito. (C) Cristal de ortopiroxênio transformado parcialmente para hornblenda marrom. (D) Textura pseudomórfica de serpentina substituindo olivina em serpentinito. (E) Agregados fibro-radiais de talco em serpentinito. (F) Textura *interlocking* das serpentinas em serpentinito. ....54

Figura 25 – Fotomicrografias das amostras da UT. (A) Textura cumulática geral das rochas da UT. (B) Coroa de hiperstênio em olivina. (C) Olivina inclusa em *oikocristal* de clinopiroxênio. (D) Cristal opaco com coroa de reação de hornblenda. (E) Textura *hourglass* nos agregados de serpentina. (D) Agregados de serpentina e cristais de magnetita preenchendo as fraturas da olivina. ....57

Figura 26 – Fotomicrografias da FEFM. (A) Foliação de forma dos plagioclásios e textura adcumulática. (B) Textura coronítica de hornblenda em olivinas com inclusão de plagioclásio. (C) Coroa de hiperstênio com clinopiroxênio e hornblenda intercúmulus (LN). (D) Olivina cúmulus com inclusão de plagioclásio, clinopiroxênio com coroa de hornblenda e hiperstênio intercúmulus (LP). (E) Detalhe nas fraturas de expansão da olivina favorecendo a sericitização do plagioclásio. (F) Ortopiroxênio intercúmulus com porções transformadas para hornblenda. ....60

Figura 27 – Fotomicrografias das amostras da FEMG. (A) Textura adcumulática em gabronorito com olivina intergranular e coroa de ortopiroxênio. (B) Textura cumulática de plagioclásio e olivina com coroas de reação de orto e clinopiroxênio. (C) Detalhe em olivina e clinopiroxênio com coroa de ortopiroxênio em gabronorito. (D) Textura adcumulática em metagabro. (E) Associação de minerais metamórficos e de alteração hidrotermal em metagabro. (F) Agregados fibroradiais de tremolita-actinolita e talco. ....63

Figura 28 - Minerais metálicos em seção polida da amostra MS - 01C. (A) Cristal prismático subédrico de pirita incluso em plagioclásio. (B) Cristal de pirita prismática euédrica inclusa em hornblenda. (C) Cristais ameboides anédricos de pirita+calcopirita associados com minerais da paragênese metamórfica. (D) Cristal prismático subédrico de pirita (e) e cristal anédrico de calcopirita (d) com inclusão de anfibólio. ....65

Figura 29 – Fotomicrografias para a FMG. (A) Plagioclásio em textura ofítica/subofítica em clinopiroxênio. (B) Paragênese metamórfica da FMG. (C) Franjas de clorita em torno de plagioclásio. (D) Clorita penetrando na clivagem do plagioclásio. (E) Textura microgranular dos microdioritos com hornblenda verde, LN. (F) Textura microgranular dos microdioritos, LP. ....69

Figura 30 – Diagrama AFM para rochas cumuláticas relacionadas a arco magmático (Beard, 1986). (1) Rochas cumuláticas ultramáficas relacionadas a arco. (2) Rochas cumuláticas máficas relacionadas a arco. (3) Dioritos e gabros não cumuláticos relacionados a arco.....	72
Figura 31 – Diagramas de Harker com a variação dos elementos maiores vs. MgO (%) para as amostras da UM, UT e UUM.....	73
Figura 32 – Diagramas de Harker com a variação dos elementos maiores vs. MgO (%) para as amostras da UM.....	74
Figura 33 – Diagrama multielementar para as unidades do CMG normalizado segundo o manto primitivo (Sun & McDonough, 1989).....	75
Figura 34 – Padrões de ETR para as unidades do CMG normalizados segundo o condrito (Nakamura, 1974).....	76
Figura 35 – Imagem de catodoluminescência dos zircões da amostra MS – 26A. Parte 1.....	77
Figura 36 – Imagem de catodoluminescência dos zircões da amostra MS – 26A. Parte 2.....	78
Figura 37 - Imagem de catodoluminescência dos zircões da amostra MS – 26A. Parte 3.....	78

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Resultados das análises químicas de elementos maiores (%), menores e traço (ppm) para as rochas do CMG.....	98
--	----

## LISTA DE QUADROS

Quadro 1 – Idades K-Ar do Gabro Mata Grande (extraído de Porcher <i>et al.</i> , 1995).....	26
Quadro 2 – Dados isotópicos de Sm-Nd para um gabro do CMG. (extraído de Babinski <i>et al.</i> , 1996).....	27
Quadro 3 – Domínios aerofotogeológicos e características distintivas utilizadas.....	30

## **LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS**

### **INSTITUIÇÕES**

CPGq - Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica

CPRM /SUREG-PA - Companhia de Pesquisa em Recursos Minerais (Serviço Geológico do Brasil) - Superintendência Regional de Porto Alegre

DEMIPE - Departamento de Mineralogia e Petrologia

IG/UFRGS - Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul

IGc/USP - Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo

### **UNIDADES GEOLÓGICAS E TECTÔNICAS**

CGSS - Complexo Granítico São Sepé

CMG – Complexo Mata Grande

ESRG - Escudo Sul-rio-grandense

SILML - Suíte Intrusiva Lagoa da Meia-Lua

TCP - Tonalito Cerca de Pedra

TSG - Terreno São Gabriel

UM - Unidade Máfica

FEFM - Fácies Equigranular Fina a Média

FEMG - Fácies Equigranular Média a Grossa

FMG - Fácies Heterogranular Muito Grossa

UT - Complexo Mata Grande / Unidade Transicional

UUM - Complexo Mata Grande / Unidade Ultramáfica

### **MEDIDAS E GRANDEZAS**

$2\sigma$  - desvio padrão

An - teor de anortita

ccSTP - cubic centimeters at Standard Temperature and Pressure

$f_{O_2}$  - fugacidade de Oxigênio

Fo - teor de forsterita

Ga - Bilhões de anos

IC - índice de cor

Ma - Milhões de anos

P - Pressão

$P_{H_2O}$  - Pressão de  $H_2O$

T – Temperatura

$t_{1/2}$  - meia vida

wt.% - porcentagem em peso

yr - anos

## **MÉTODOS E TÉCNICAS**

BEI - *Back-Scattered Electron Image*

CHUR - *Chondritic Uniform Reservoir*

EBS - *Electron Back Scatter Diffraction*

EDS - *Energy Dispersive x-ray Detector*

ETR - Elementos Terras Raras

ETRL - Elementos Terras Raras Leves

ETRP- Elementos Terras Raras Pesados

HFSE - *High Field Strength Elements*

ICP-ES - *Inductively Coupled Plasma – Emission Spectrometry*

ICP-MS - *Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry*

LA - *Laser Ablation*

ICP-MS - *Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry*

LILE - *Large Ion Lithophile Elements*

LN - Luz natural (ou luz polarizada)

LOI – *Lost on Ignition*

LP - Luz polarizada (ou luz duplamente polarizada)

MEV - Microscópio Eletrônico de Varredura

SEI - Secondary Electron Image

SHRIMP - *Sensitive High Resolution Ion Microprobe*

$T_{DM}$  - Idade Manto Depletado

TIMS - *Thermal Ionization Mass Spectrometry*

## SUMÁRIO

<b>1 INTRODUÇÃO</b> .....	1
1.1 JUSTIFICATIVA.....	1
1.2 CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA.....	1
1.3 OBJETIVOS GERAIS E ESPECÍFICOS .....	2
1.4 FLUXOGRAMA PROJETUAL.....	3
1.5 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA .....	4
<b>2 CONTEXTO GEOLÓGICO</b> .....	5
2.1 ESCUDO SUL-RIO-GRANDENSE (ESRG).....	5
2.2 TERRENO SÃO GABRIEL (TSG).....	7
2.3 COMPLEXO BOSSOROCA.....	10
2.4 COMPLEXO CAMBAÍ.....	11
2.5 O MAGMATISMO PÓS-COLISIONAL NO TERRENO SÃO GABRIEL.....	12
<b>3 REVISÃO DO ESTADO DA ARTE</b> .....	15
3.1 ORIGEM E TIPOS DE ACAMAMENTO MAGMÁTICO.....	15
3.2 CLASSIFICAÇÃO DE ROCHAS CUMULÁTICAS.....	21
3.3 GEOQUÍMICA DAS ROCHAS CUMULÁTICAS.....	22
<b>4 TRABALHOS ANTERIORES</b> .....	25
<b>5 MÉTODOS</b> .....	28
5.1 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	28
5.2 FOTOINTERPRETAÇÃO.....	29
5.3 TRABALHO DE CAMPO.....	31
5.4 AQUISIÇÃO DE DADOS ESTRUTURAIS.....	31
5.5 PETROGRAFIA .....	33
5.6 GEOQUÍMICA .....	36
5.7 GEOCRONOLOGIA.....	37
5.7.1 Método Radiométrico U-Pb.....	37

5.7.2	<i>Preparação de Amostras</i> .....	38
5.7.3	<i>Método U-Pb em zircões (LA-ICP-MS)</i> .....	41
<b>6</b>	<b>GEOLOGIA LOCAL</b> .....	<b>43</b>
<b>7</b>	<b>PETROGRAFIA</b> .....	<b>50</b>
7.1	UNIDADE ULTRAMÁFICA –PERIDOTITOS.....	50
7.2	UNIDADE ULTRAMÁFICA – SERPENTINITOS.....	52
7.3	UNIDADE TRANSICIONAL.....	55
7.4	UNIDADE MÁFICA.....	58
7.4.1	<i>Fácies Equigranular Fina a Média</i> .....	58
7.4.2	<i>Fácies Equigranular Média a Grossa</i> .....	61
7.4.3	<i>Fácies Equigranular Média a Grossa – Metagabros</i> .....	64
7.4.4	<i>Fácies Heterogranular Muito Grossa</i> .....	66
<b>8</b>	<b>GEOQUÍMICA</b> .....	<b>70</b>
<b>9</b>	<b>GEOCRONOLOGIA</b> .....	<b>77</b>
<b>10</b>	<b>DISCUSSÃO</b> .....	<b>79</b>
<b>11</b>	<b>CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS</b> .....	<b>82</b>
	<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b> .....	<b>83</b>
	<b>APÊNDICE A – Mapa geológico do Complexo Máfico-Ultramáfico Mata Grande modificado de UFRGS (1997)</b> .....	<b>97</b>
	<b>ANEXO A – Resultados das Análises Químicas</b> .....	<b>98</b>

# **1 INTRODUÇÃO**

## **1.1 JUSTIFICATIVA**

O Complexo Mata Grande (CMG) é uma unidade máfica-ultramáfica de natureza estratiforme situada no Terreno São Gabriel, porção oeste do Escudo Sul-rio-grandense (ESRG). Esta unidade foi muito pouco estudada, com raros trabalhos efetuados principalmente da década de 1960 até meados da década de 1990. A partir desta época não se realizaram mais investigações específicas sobre o assunto.

Tendo em vista a modernização das técnicas analíticas, a evolução e melhoria dos métodos de datação radiométrica, além da evolução dos conceitos geológicos da área estudada através de mapeamentos geológicos básicos de detalhe em escala 1:25.000 realizados pelo Instituto de Geociências da-UFRGS (UFRGS, 1997, 2001, 2005), o presente trabalho, como justificativa, visa a contribuição para a geologia e estratigrafia do pré-cambriano no ESRG, através da investigação petrológica e geocronológica do CMG.

## **1.2 CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA**

A área escolhida para estudo não apresenta, estudos petrológicos sistemáticos, com falta de dados geoquímicos e geocronológicos precisos, impossibilitando a caracterização da gênese do Complexo Mata Grande, bem como a identificação de processos de diferenciação e assimilação. A integração de dados de campo, petrografia, litoquímica e geocronologia é indispensável para classificar as unidades do CMG e investigar o tipo de magmatismo e o ambiente geotectônico de ocorrência.

A ausência de datações radiométricas precisas não permitem o posicionamento desta unidade na coluna estratigráfica do Terreno São Gabriel e os dados divulgados na literatura através do método K-Ar podem apresentar problemas relacionados à retenção de Ar em piroxênios, implicando no fornecimento de uma idade superestimada.

### 1.3 OBJETIVOS GERAIS E ESPECÍFICOS

Os objetivos gerais do trabalho são a investigação da origem das unidades do Complexo Mata Grande, além do posicionamento deste maciço máfico-ultramáfico na estratigrafia do Terreno São Gabriel.

Como objetivos específicos, o trabalho propõe:

- Mapeamento do Complexo Mata Grande;
- Obtenção de dados estruturais;
- Caracterização petrográfica e separação faciológica;
- Caracterização geoquímica;
- Geocronologia pelo método U-Pb em zircões, através da técnica LA-ICP-MS (*Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer*).

## 1.4 FLUXOGRAMA PROJETUAL

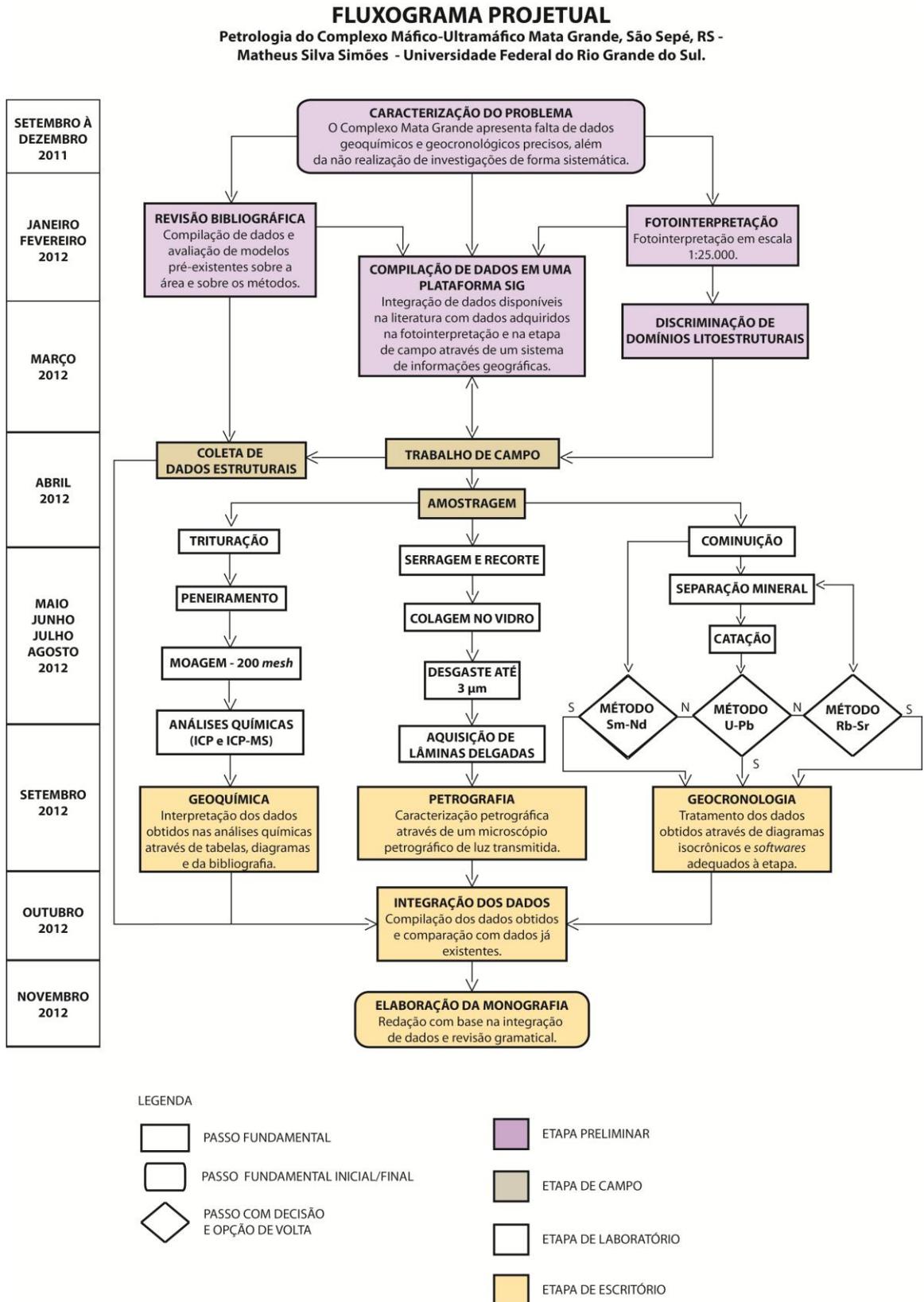


Figura 1 - Fluxograma das etapas pertencentes ao projeto.

## 1.5 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

A área de estudo está localizada ao sul do município de São Sepé, distando cerca de 15 km da sede municipal, 25 km da localidade de Caçapava do Sul, e cerca de 270 km da capital estadual, Porto Alegre. O acesso principal é feito via BR-290 e posteriormente através de uma estrada secundária vicinal no sentido norte-nordeste por cerca de 7 km.

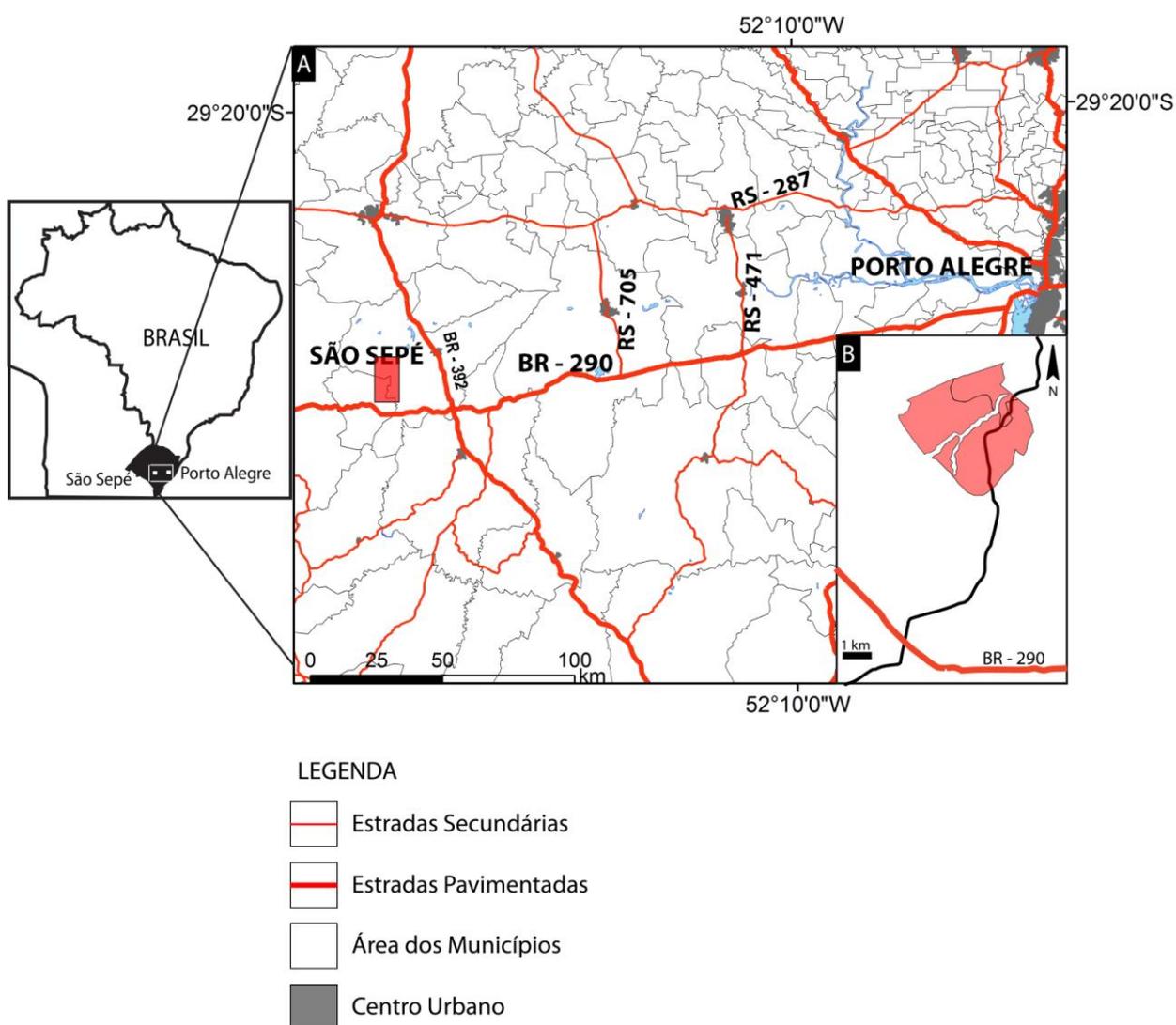


Figura 2 - (A) Mapa de localização do município de São Sepé com a região da área de estudo destacada no polígono vermelho; (B) Mapa de localização da região de Mata Grande com a área do Complexo Mata Grande destacada em rosa.

## 2. CONTEXTO GEOLÓGICO

Neste capítulo serão descritas, além do Escudo Sul-rio-grandense, as principais unidades geológicas do Terreno São Gabriel que fazem contato com o CMG. As definições feitas em trabalhos anteriores serão mantidas, no entanto é importante salientar que o uso dos termos “Formação”, “Grupo” e “Supergrupo” (que são definições litoestratigráficas) é equivocado, perante a *International Commission of Stratigraphy*, quando empregados para unidades litodêmicas.

### 2.1 ESCUDO SUL-RIO-GRANDENSE (ESRG)

O ESRG abrange uma área de aproximadamente 65.000 km<sup>2</sup> (Chemale Jr., 2000), localizando-se na parte sul do Escudo Brasileiro (ou Plataforma Sul-Americana) e na porção meridional da Província Mantiqueira (Almeida *et al.* 1976). Sua estratigrafia e a divisão geotectônica foram originadas a partir de trabalhos pioneiros como o de Carvalho (1932), que estabeleceu a sua primeira coluna litoestratigráfica, e Leinz *et al.* (1941) cujo Mapa Geológico Caçapava-Lavras representa um marco na cartografia geológica regional. Entre os trabalhos posteriores destacam-se os de Goñi *et al.* (1962), Jost & Villwock, (1966), Ribeiro *et al.* (1966) e Tessari e Picada (1966). A partir destes trabalhos, as compartimentações geotectônicas do ESRG foram apresentadas por Issler (1965), *in* Issler (1983) seguido por Picada (1971), Hasui *et al.* (1975), Ribeiro & Fantinel (1978), Fragoso-Cesar (1980, 1982), Jost & Bitencourt (1980) e Basei (1985).

Após o trabalho de Soliani Jr. (1986), que apresentou um vasto acervo de dados geocronológicos, os modelos de estratigrafia e evolução das associações petrotectônicas foram sistematicamente desenvolvidos por Fernandes *et al.* (1992, 1995a), Fragoso-Cesar (1991) e Chemale Jr. *et al.* (1995); renovados a partir da aquisição de dados geofísicos por Fernandes *et al.*, (1995b), Costa (1997) e Chemale Jr (2000). A mais recente atualização com base em dados geocronológicos pelo método U-Pb em zircões e dados isotópicos de Sm-Nd foi apresentada por Hartmann *et al.* (2007).

Sinteticamente, estes trabalhos atribuem à evolução das unidades petrotectônicas do ESRG, processos de geração e deformação de crosta continental, cuja contribuição maior ocorreu em dois ciclos orogênicos: o Transamazônico (2,26 – 2,00 Ga) e o Brasileiro (900 – 535 Ma). O anteparo arqueano de colisão do primeiro ciclo orogênico não está registrado no Estado, mas todos os processos orogênicos do Neoproterozóico tiveram como referencial um continente de idade paleoproterozóica, cujos fragmentos remanescentes constituem o atual Cráton Rio de La Plata. (Hartmann *et al.*, 2007).

As quatro principais unidades geotectônicas do ESRG são: Terreno Taquarembó (complexo granulítico paleoproterozóico retrabalhado parcialmente no Neoproterozóico), Terreno São Gabriel (cujas unidades foram em grande parte formadas por acreção juvenil ou rochas derivadas de um manto neoproterozóico); Terreno Tijuca (rochas granito-gnáissicas e anfibolíticas paleoproterozóicas, rochas supracrustais e plutônicas com vulcanismo cálcio-alcalino e rochas metassedimentares deformadas em ambiente rúptil-dúctil); e o Batólito Pelotas (formado por suítes e complexos graníticos brasileiros com septos do embasamento) (Hartmann *et al.*, 2007). O primeiro terreno é interpretado como um fragmento do Cráton Rio de La Plata e as demais unidades constituem o Cinturão Dom Feliciano (Fig. 3).

Os dois principais eventos orogênicos registrados no Cinturão Dom Feliciano são o Evento São Gabriel (850 – 700 Ma) e o Evento Dom Feliciano (650 – 535 Ma) (Chemale Jr. *et al.*, 1994; Babinski *et al.*, 1996, 1997; Hartmann *et al.*, 2000, 2007; Chemale Jr., 2000), e seu desenvolvimento vem sendo atribuído a um período de acreção juvenil gerado a partir do consumo de placas oceânicas (Babinski *et al.*, 1996, 1997; Hartmann *et al.*, 2000, 2007, 2011; Saalman *et al.*, 2005a, 2005b; Philipp *et al.*, 2008, 2012) aliado a eventos metamórficos e deformacionais policíclicos e polifásicos com intenso retrabalhamento crustal manifestado através de um significativo magmatismo plutônico de afinidade cálcio-alcalina alto-K (Jost & Hartmann, 1984; Bitencourt & Nardi, 1993; Babinski *et al.* 1996, 1997; Silva *et al.* 1999; Philipp *et al.* 2000, 2002, 2003, 2005, 2007).

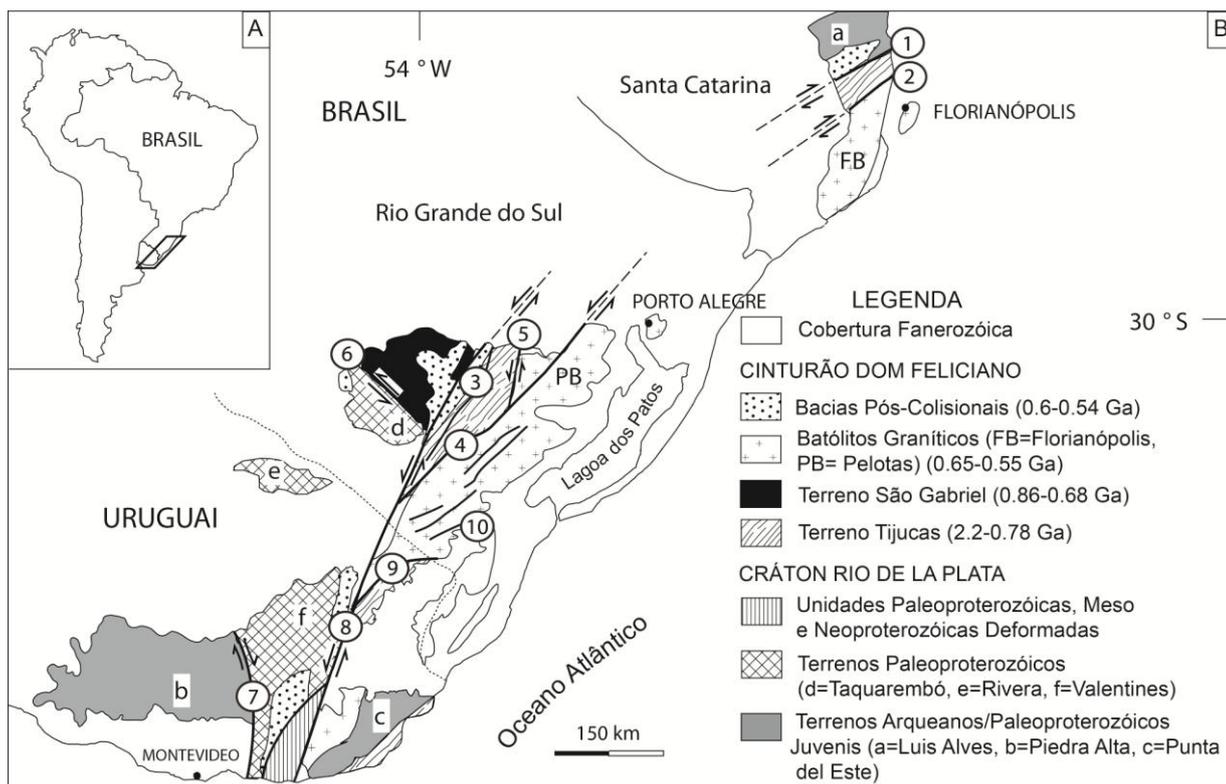


Figura 3 – (A) Localização da área estudada na América do Sul. (B) Principais unidades geotectônicas do sul do Brasil e do Uruguai. Zonas de Cisalhamento: 1- Itajai-Perimbó, 2- Major Gercino, 3- Santana da Boa Vista, 4- Dorsal de Canguçu, 5- Passo do Marinheiro, 6- Ibaré, 7- Sarandi Del Y, 8- Sierra Ballena, 9- Cerro Amaro, 10- Arroio Grande. Fonte: Philipp *et al.* (2012), modificado de Hartmann *et al.* (2007) e Oyhantçabal *et al.* (2010).

## 2.2 TERRENO SÃO GABRIEL (TSG)

O Terreno São Gabriel (TSG) possui uma forma alongada segundo a direção N20°- 30°E e é delimitado ao sudeste pela anomalia magnetométrica de Caçapava do Sul (Costa, 1997), ao sudoeste pela Zona de Cisalhamento Ibaré e ao norte pela cobertura sedimentar fanerozoica da Bacia do Paraná (Fig. 4). As unidades principais do TSG são associações litológicas relacionadas às fases de desenvolvimento do Arco de Vila Nova (Philipp *et al.*, 2008, 2012) e estão justapostas tectonicamente como faixas alongadas limitadas por zonas de cisalhamento dúcteis e, *sensu* Hartmann *et al.* (2007), são rochas juvenis de idades neoproterozóicas distintas como:

- Rochas plutônicas e metaplutônicas, cálcio-alcalinas baixo a médio-K, com xenólitos de rochas metassedimentares (Complexo Cambaí) da porção inferior do arco;

- Rochas metavulcânicas ácidas, intermediárias e básicas; e unidades metassedimentares associadas (Complexos Palma/Bossoroca) da porção superior do arco;

- Complexo Passo Feio, rochas vulcano-sedimentares da Bacia do Camaquã e granitos pós-tectônicos associados.

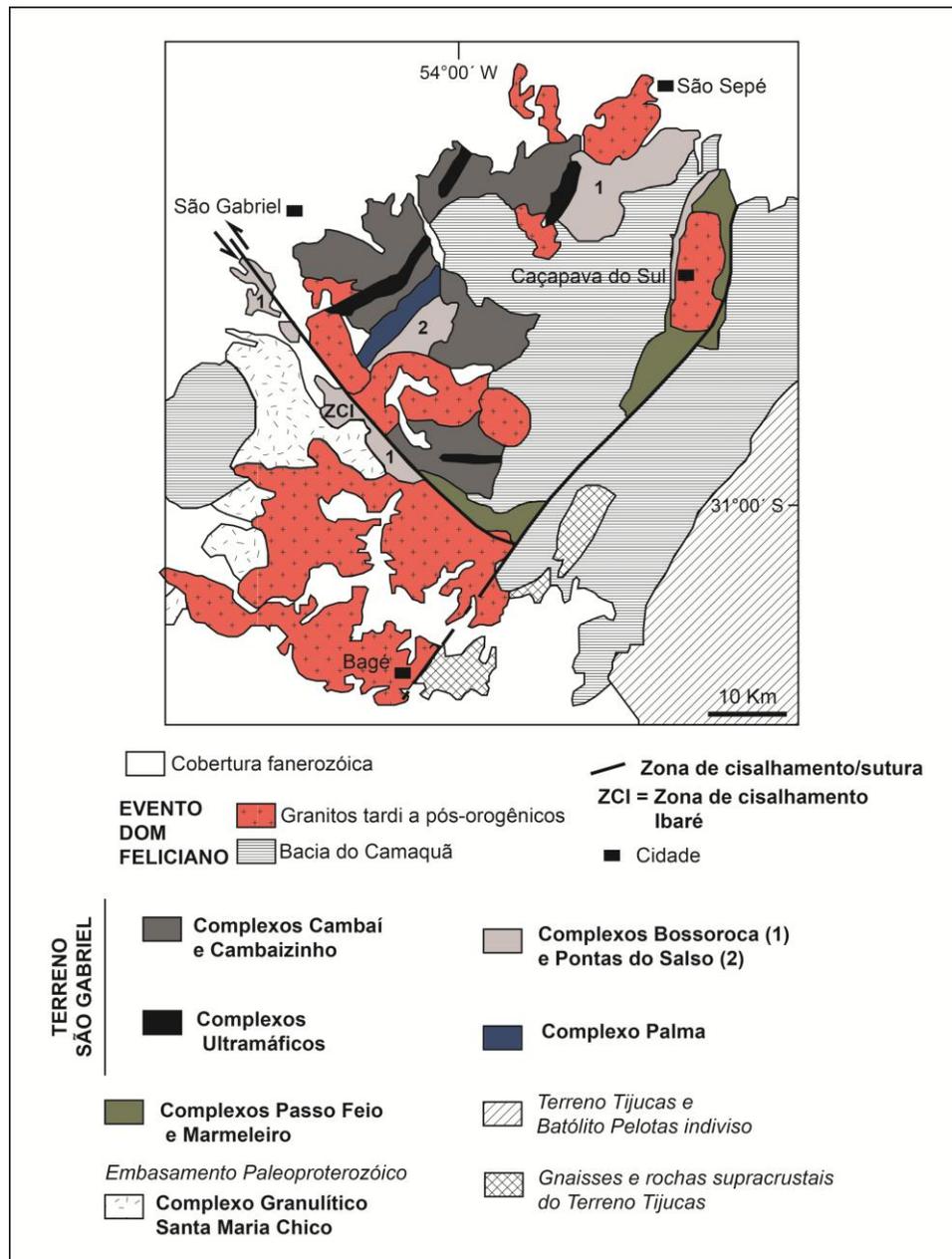


Figura 4 - Mapa de detalhe do Terreno São Gabriel (modificado de Chemale Jr., 2000).

A evolução tectônica do TSG foi proposta por Saalman *et al.* (2006), que reconheceram quatro fases de deformação (D1, D2, D3 e D4) nas rochas deste terreno. A fase D1 é a fase formadora de S1 paralela à Sn-1, a fase D2 tem como principal característica o cavalgamento com topo para SE/ESE sob fácies anfíbolito no pico do metamorfismo, a fase D3 desenvolve-se a partir do regime transpressional em zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais de direção NE-SW sob condições metamórficas de fácies xistos-verdes a anfíbolito inferior e a fase D4, de caráter rúptil-dúctil, é responsável por um cavalgamento para SE/E sob condições de retrometamorfismo. Na parte inferior do Complexo Palma (Formação Cerro do Ouro), no Complexo Cambaizinho (contemporâneo ao Complexo Palma) e no Complexo Cambaí (ortognaisses e metagranitos) foram identificadas as fases D1 e D2 sucedidas pelas fases tardias D3 e D4. Já na parte superior do Complexo Palma (Formação Campestre), na Suíte Intrusiva Lagoa da Meia-Lua e na Suíte Intrusiva Sanga do Jobim, são identificadas apenas as fases D3 e D4. A utilização de técnicas de geologia estrutural pelos autores é resumida em uma seção esquemática interpretativa para o Terreno São Gabriel (Fig. 5).

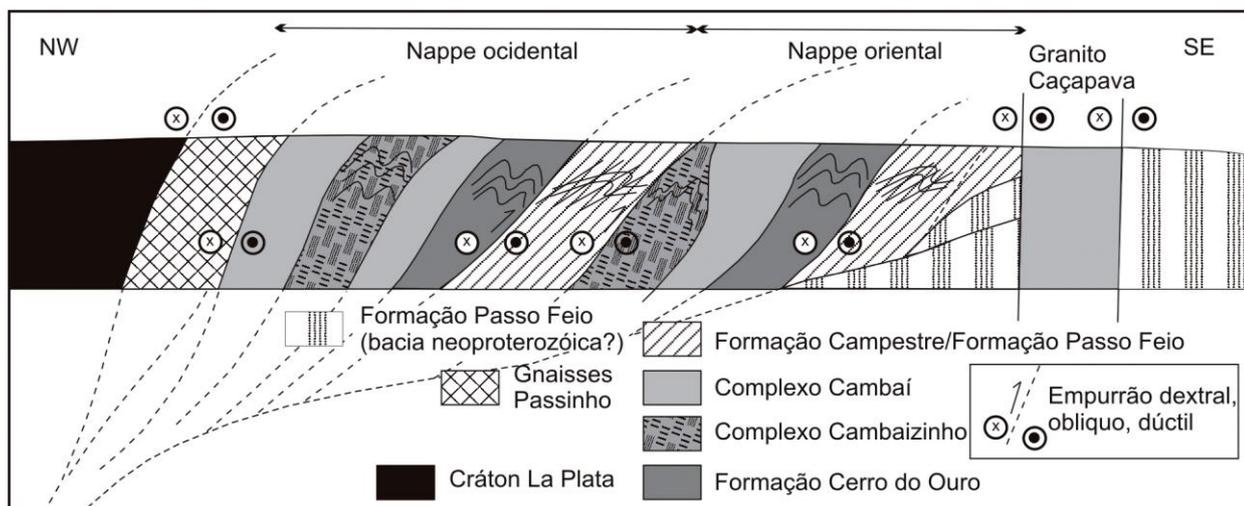


Figura 5 - Seção esquemática NW-SE (sem escala) da estruturação do Terreno São Gabriel (Saalman *et al.* 2006).

### 2.3 COMPLEXO BOSSOROCA

O Complexo Bossoroca (Figs. 4 e 6) é uma unidade orientada na direção N30°E, limitado ao SE pela Bacia do Camaquã, ao SW e NE por granitos pós-tectônicos (Ramada, Cerro da Cria e São Sepé), e ao NW pela Bacia do Paraná. Este complexo foi primeiramente definido por Hartmann *et al.* (1985) como Sequência Bossoroca, na qual, foram inclusas as rochas ocorrentes na região de Mata Grande.

Koppe *et al.* (1985) definiram o Complexo Bossoroca como composto por uma associação de rochas metamáficas, meta-ultramáficas, metachert, formações ferríferas bandadas e o Gabro da Mata Grande (Sequência Arroio Lajeado) com rochas vulcanossedimentares (Sequência Campestre), metamorfisadas em condições de baixo grau.

A redefinição da Sequência Campestre por Wildner (1990) detalha uma associação de rochas metavulcanoclásticas (tufos, tufos lapilíticos e derrames de lavas associados a sedimentos epiclásticos, carbonosos e detrito-químicos) intensamente metamorfisadas na fácies xistos verdes e, localizadamente, na fácies anfibolito inferior. Na Sequência Arroio Lajeado foi reconhecida a presença de serpentinitos, tremolititos, talcoxistos, clorititos e rodingitos associados à metagabros, metabasaltos e anfibolitos.

Fernandes *et al.* (1992) interpretaram o Complexo Bossoroca como uma assembleia de ofiolito-*mélange* com deformação secundária caracterizada por dois sets de dobras acilíndricas de direção NE e lineações de baixo ângulo, com mesma direção e marcadas pela orientação dimensional de anfibólitos, *rods* e *boudins*, interpretadas pelos autores como direção de alongamento.

Segundo Chemale Jr. (2000), o Complexo Bossoroca integra o Supergrupo Vacacaí e os corpos máfico-ultramáficos associados (Complexo Mata Grande e Complexo Pedras Pretas) são relacionados ao conjunto de ofiolitos originalmente propostos por Frago-Cesar (1990, 1991) e Fernandes *et al.* (1992, 1995).

Idades de cristalização de metadacitos do Complexo Bossoroca estão disponíveis (U-Pb em zircão, TIMS e SHRIMP) e apresentam valores em torno de 750 Ma (Machado *et al.*, 1990; Remus *et al.*, 1999).

## 2.4 COMPLEXO CAMBAÍ

O Complexo Cambaí foi primeiramente definido como migmatitos homogêneos e heterogêneos por Goñi *et al.* (1962) e incluso na Formação Cambaí. Posteriormente, foi vinculado com as unidades das cabeceiras do rio Vacacaí e denominado de Grupo Cambaí (Jost, 1966, 1970; Jost & Vilwock, 1966; Jost & Pinto, 1970).

A utilização do termo Cambaí é novamente proposta para os para e ortognaisses da região de Vila Nova por Silva Filho (1984) e depois revisto por UFRGS (1997), que o redefine para Supergrupo Cambaí, incluindo o Complexo Vila Nova (para e ortognaisses) juntamente com a Suíte Intrusiva Lagoa da Meia Lua (Diorito Capivaras e Tonalito Cerca de Pedra). Em UFRGS (2001), o termo Supergrupo Cambaí é substituído por Supercomplexo Cambaí.

Hartmann *et al.* (2007), consideraram o Complexo Cambaí como composto por três associações magmáticas: (i) gnaisses dioríticos, tonalíticos e trondjemíticos; (ii) metatonalitos e metadioritos; e (iii) Suíte Lagoa da Meia Lua (tonalitos, granodioritos e dioritos) com idades de zircão (TIMS e SHRIMP) em torno de 735-680 Ma (Babinski *et al.*, 1996; Hartmann *et al.*, 2007, 2011).

Associados ao Complexo Cambaí ocorrem corpos e lentes de anfibolitos e metaultramafitos (Complexo Cerro Mantiqueiras) envoltos por gnaisses dioríticos a tonalíticos. As rochas pertencentes ao Complexo Cambaí apresentam valores positivos de  $\epsilon_{Nd}$  para o tempo de cristalização ígnea complementados com baixas razões iniciais de  $^{86}Sr/^{87}Sr$ , sustentando que a geração destas unidades de fonte juvenil neoproterozóica ocorreu em ambiente de arco de ilhas (Babinski *et al.*, 1996; Saalman *et al.*, 2006; Philipp *et al.*, 2008).

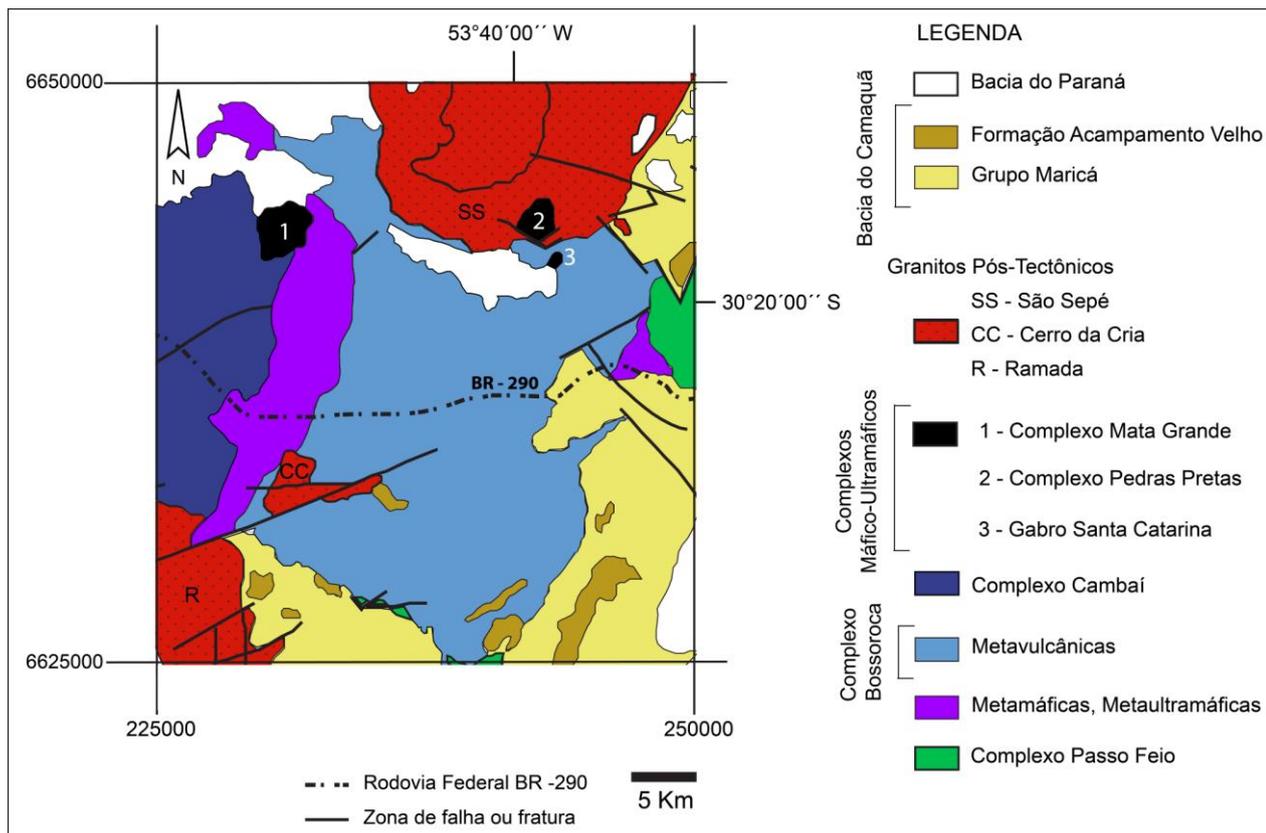


Figura 6 - Mapa geológico regional da área de estudo, localizando os complexos Cambaí e Bossoroca, além dos Complexos Máfico-Ultramáficos. Modificado da Carta de Cachoeira do Sul (Porcher & Lopes, 2000).

## 2.5 O MAGMATISMO PÓS-COLISIONAL NO TERRENO SÃO GABRIEL

O magmatismo pós-colisional no TSG (Fig. 7) é representado por uma associação de gabros, dioritos, granodioritos, tonalitos e granitóides. Uma ampla variação de denominações foi abordada na literatura, tanto para as nomenclaturas litológicas, quanto para as estratigráficas. De uma forma geral, estes termos intrusivos ocorrem na região correspondente à Folha Lagoa da Meia Lua (UFRGS, 1996) e nos entornos dos municípios de Vila Nova do Sul e São Sepé.

Chemale Jr. (1982) reconheceu entre as faixas Passo do Ivo e Palma o Granito Lagoa da Meia Lua, cujas litologias associadas são dioritos, tonalitos, granodioritos e monzonitos. Após um mapeamento em escala 1:25.000, UFRGS (1995) redefiniram esta unidade para Suíte Intrusiva

Lagoa da Meia Lua (SILML), incluindo ortognaisses que ocorrem ao leste da Formação Pontas do Salso.

Estas denominações são restritas às ocorrências das unidades da porção sul do TSG. A partir do momento em que estudos mais detalhados foram efetuados na porção norte do TSG, o termo Suíte Intrusiva Lagoa da Meia Lua foi empregado para distintas unidades. O trabalho de Garavaglia *et al.* (2002) estabelece que pertencem à SILML, o Diorito Capivaras e os Granitóides Cerca de Pedra, dois corpos ígneos sem feições de deformação no estado sólido e com foliações de origem magmática cujo posicionamento foi tardio em relação a atividade das zonas de cisalhamento transcorrentes que ocorrem na região.

Hartmann *et al.* (2011) obtiveram idades pelo método U-Pb em zircões (SHRIMP – II) para rochas aflorantes na região de Vila Nova. Os autores dividem estes granitóides em duas grandes unidades de idades diferentes:

- Suíte Lagoa da Meia-Lua (710 – 690 Ma), que inclui o Meta-Tonalito Buriti, o Granito Santa Zélia e outras rochas graníticas, além de dioritos, tonalitos, trondhjemitos, granodioritos e sienogranitos.

- Suíte Sanga do Jobim (680 Ma), que inclui o Diorito Capivaras, o Tonalito Cerca de Pedra (ou Granitóides Cerca de Pedra) e o Granodiorito Sanga do Jobim.



Figura 7 – Evolução da Orogênese São Gabriel com base nas idades disponíveis na literatura.

### 3. REVISÃO DO ESTADO DA ARTE

Este apresenta uma revisão e compilação de trabalhos que abordaram diversos aspectos relacionados à petrologia e gênese de intrusões ígneas acamadadas em escala global.

As intrusões máfico-ultramáficas acamadadas de diversas proporções areais e volumétricas têm sido relacionadas a diferentes tipos de ambientes tectônicos: riftes intracontinentais (Miller & Rippley, 1996; Ijina *et al.* 2001), riftes de margem continental (McBirney, 1996; Gladcezenko *et al.*, 1997; White *et al.*, 2008), *LIP's* (*Large Igneous Provinces*) continentais (Ferris *et al.*, 1998; Ferré *et al.*, 2002), províncias anorogênicas continentais (McCallum, 1996; Eales & Cawthorn, 1996) e, em publicações mais recentes, ambiente de margem convergente (Eyuboglu *et al.*, 2010, 2011).

#### 3.1 ORIGEM E TIPOS DE ACAMAMENTO MAGMÁTICO

A investigação sobre a origem do acamamento de intrusões magmáticas e correlação desta origem com o conceito de assentamento gravitacional de cristais foi inicialmente publicada em um *memoir* de Wager & Deer (1939) sobre a intrusão de *Skaergaard*. A atualização de conceitos desenvolvida após cerca de duas décadas foi sintetizada em Wager & Brown (1968), que enfatizaram uma abordagem descritiva de quantificação dos processos físicos e químicos que ocorrem em uma câmara magmática. A partir destes trabalhos pioneiros, diversas feições texturais e estruturais foram descritas, tais como acamamento macro e microrítmico com gradação normal e inversa (Parsons & Bercker, 1987; Sorensen & Larsen, 1987) e estruturas de carga, em canal e erosivas (Irvine, 1987). O detalhamento da evolução textural em função da cristalização dinâmica também foi desenvolvido a partir da investigação petrográfica e atribuído ao equilíbrio textural na fase *sub-solidus* (Hunter, 1987; Petersen, 1987). Diversos trabalhos também abordam o modelamento experimental da origem do acamamento (Sparks & Hupert, 1987; Tait & Kerr, 1987).

Os mecanismos de formação de camadas em rochas ígneas são separados em cinco grupos principais (Naslund & McBirney, 1996):

- Mecanismos que operam durante a colocação do magma;
- Mecanismos que operam de acordo com os padrões de convecção do magma;
- Mecanismos que são resultantes de processos mecânicos;
- Mecanismos que resultam das variações em parâmetros intensivos;
- Mecanismos que ocorrem durante os estágios finais de cristalização e resfriamento.

Durante a colocação do magma, os cristais carregados em suspensão em um líquido rico em cristais (fenocristais), gerariam um zoneamento com um extremo sem cristais e um extremo de rocha 100% cristalizada. Este mecanismo geraria unidades espessas com limites superior e inferior gradacionais e com distribuições bimodais de tamanho de grão. O movimento de magmas ricos em fenocristais por meio de condutos pode resultar na segregação de fluxo e concentração de cristais em partes específicas de um magma em movimento e este efeito (efeito Bagnold) é característico de intrusões rasas do tipo diques e *sills*.

O modelo de geração de camadas individuais através da injeção de novos pulsos magmáticos é viabilizado apenas para camadas cujas composições podem ser comparadas a composições de lavas ou para camadas que representam apenas uma diferenciação limitada do magma injetado seguida pela remoção do líquido residual. Nestes casos, o líquido injetado ou a mistura entre líquido e cristais devem ter a mesma composição, viscosidade, densidade e temperatura *liquidus* apropriadas para o ambiente tectônico de colocação e formação da intrusão (Naslund & McBirney, 1996).

Dentre os padrões de convecção do magma é importante destacar a **convecção contínua**. Esta consiste na perda de calor na porção superior (*roof*) e a acumulação de cristais na porção inferior (*floor*) da intrusão, o que

causaria padrões convectivos instáveis e caóticos (Martin *et al.* 1987). Salienta-se, também, que a convecção em uma coluna de magma de 4 km de comprimento pode ser resultado de um magma na porção superior estar acima da temperatura *liquidus*, enquanto o mesmo magma na porção inferior estaria em torno de 10° abaixo desta temperatura. A partir destas assertivas, pode-se inferir que, em intrusões menores, a transferência de calor da base para o topo da intrusão é mais eficiente do que em intrusões de maiores dimensões. Uma variação para este padrão de convecção é a **convecção intermitente**, um mecanismo proposto para as unidades cíclicas da intrusão de *Stillwater*, no qual um breve episódio de convecção é seguido por um longo tempo de estagnação (Hess, 1960).

Quando um composto com variações verticais de concentração de dois componentes com diferentes difusividades, gerando efeitos opostos destes componentes na distribuição vertical de densidade, ocorre o tipo de convecção chamada **convecção por dupla-difusão** (Fig. 8). Em um magma basáltico, os efeitos convectivos seriam esperados quando o calor propagasse na mesma direção que Fe, Mg e/ou Ca, ou quando o calor propaga-se na direção oposta a Si, Na e/ou K. Este mecanismo de convecção, mesmo tendo sido atribuído como mecanismo formador de acamamento ígneo em diversos trabalhos, não deixa clara a forma na qual um líquido acamadado se transformaria em um sólido acamadado. De acordo com McBirney (1985), as células convectivas de dupla-difusão não seriam desenvolvidas em magmas próximos à temperatura *liquidus*, pois a composição e a temperatura não são variáveis independentes (assim como são em experimentos feitos com soluções salinas em tanques).

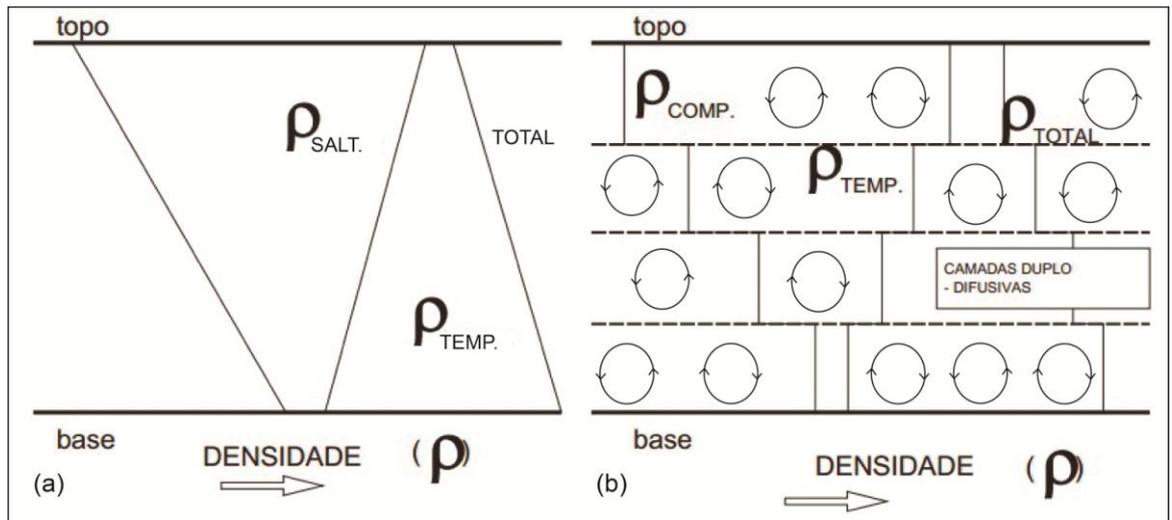


Figura 8 – (a) Gradientes de densidade gerados por salinidade  $\rho_{\text{SALT}}$  e temperatura  $\rho_{\text{TEMP}}$ . em uma camada de fluido inicialmente aquecido na base. (b) O mesmo sistema depois de ser quebrado em séries de camadas duplo-difusivas convectivas (modificado de Turner & Campbell, 1996).

A partir dos conceitos de nucleação-difusão e dupla-difusão, McBirney & Noyes (1979) sugeriram um modelo de **crystalização *in situ*** para a origem de microbandamentos, em função da alternância química de camadas enriquecidas e depletadas em determinados elementos. Esta cristalização teria um desenvolvimento a partir das bordas e do assoalho da câmara magmática.

Os processos de seleção mecânica são frequentemente atribuídos a diversas estruturas acamadadas originadas em rochas ígneas e, geralmente são comparadas aos processos geradores de rochas sedimentares em ambiente geológico exógeno. Desde Wager & Brown (1968) para a intrusão de *Skaergaard*, a variação composicional na câmara magmática tem sido atribuída ao **assentamento gravitacional** dos cristais. Este fenômeno é explicado pela Lei de Stokes:

$$V = 2r^2 g(\rho_1 - \rho_2) / 9\eta, \text{ onde:}$$

$V$  = velocidade de uma esfera

$R$  = raio da esfera

$\rho_1$  = densidade da esfera

$\rho_2$  = densidade de um líquido newtoniano

$\eta$  = viscosidade de um líquido newtoniano

$g$  = aceleração gravitacional

McBirney & Noyes (1979) aperfeiçoaram a equação de Stokes, adaptando para líquidos polimerizados (não-newtonianos) e adicionaram uma força proveniente da resistência do magma ( $\sigma_y$ ):

$$[r g(\rho_1 - \rho_2) / 3] - \sigma_y > 0$$

O modelo simplista de assentamento gravitacional, após uma análise cuidadosa da densidade e tamanho de grão dos minerais em determinadas camadas de intrusões estratiformes, torna-se questionável, pois a seleção dos grãos não corresponde a uma seleção por mecanismos hidráulicos. Isto sugere que o assentamento de cristais em sistemas magmáticos não é completamente análogo aos processos de sedimentação clástica (Wilson, 1989).

A similaridade entre os tipos de estratificação em intrusões acamadadas e rochas sedimentares, tais como corte-e-preenchimento, *slumping*, inconformidades angulares e truncamento de camadas, sustentou, também, a ideia de uma deposição por “correntes turbidíticas” (Irvine, 1974). Estas correntes de densidade poderiam se formar a partir da queda de camadas mais densas cristalizadas nas porções de teto da câmara, com uma velocidade maior que a de assentamento gravitacional.

Outros fatores mecânicos que implicariam para a formação de estratos seriam a deformação magmática e compactação, para desenvolvimento da foliação de forma de cristais, e a deformação tectônica, para geração de dobras e *boudinage*.

Em relação aos parâmetros intensivos ( $T$ ,  $P$ ,  $P_{H_2O}$ ,  $f_{O_2}$ ) atribuiu-se, simplifcadamente, a formação de camadas à diferença nas taxas de nucleação e taxas de crescimento de cristais em sistemas supersaturados (Wager & Brown, 1968). Um modelo mais sofisticado de McBirney & Noyes

(1979), envolveu o mecanismo de difusão de calor e de elementos químicos nas camadas de margem da câmara magmática, levando em conta que, se os cristais de uma fase mineral começam a nuclear e crescer, os seus componentes químicos migram e formam uma zona de depleção adjacente ao *front* de cristalização, inibindo novas nucleações. A cristalização de camadas alternadas de óxidos vs. silicatos (ex.: cromita-silicatos ou magnetita-silicatos) pode ser explicada pelas flutuações da fugacidade de oxigênio.

Nos estágios finais da cristalização, a ocorrência de cristais nos interstícios de cumulos é um mecanismo utilizado para explicar a origem de camadas geradas pela alternância de assembleias minerais intergranulares (ex.: ricas em plagioclásio e ricas em piroxênio), que seria resultado da cristalização do líquido intersticial (Goode, 1977). Este tipo de mecanismo também pode ser acompanhado pelo **acamamento críptico**, gerado em função da variação na composição química de certos minerais em ampla escala. Esta variação química ocorre, principalmente, por meio do descrésimo, desde a base em direção ao topo da câmara magmática, de  $Mg/(Mg + Fe)$  em fases máficas e  $Ca/(Ca + Na)$  em plagioclásio (Winter, 2001).

De acordo com Ferré *et al.* (2002, 2009), a susceptibilidade magnética dos minerais constituintes das rochas plutônicas máficas acamadadas (magnetita-titanomagnetita, pirrotita, faialita, etc.), é controlada pela variação composicional em diferentes escalas, desde poucos metros até centenas de metros ou até em escala centimétrica (no caso de *Bushveld*). Estas variações resultam em unidades magnéticas, cujos limites superior e inferior são marcados por uma abrupta variação vertical e, assumindo as premissas de que a rocha não sofreu substancial reequilíbrio sub-solidus ou alteração, estas unidades podem refletir a variação na abundância de minerais ígneos. Os tipos de limites refletem processos do tipo: início da cristalização de uma nova fase magmática, interrupção da sequência de cristalização por extração ou recarga da câmara magmática ou intrusão de *sills* pós-solidificação.

### 3.2 CLASSIFICAÇÃO DE ROCHAS CUMULÁTICAS

A classificação petrográfica de rochas cumuláticas é feita por meio da estimativa do conteúdo de cristais que passaram pelo processo de acumulação (cúmulus) juntamente com a moda dos minerais cuja cristalização ocorreu nos interstícios ou poros gerados (intercúmulus). Wager *et al.* (1960) e Wager & Brown (1967) propuseram uma classificação textural de rochas cumuláticas, que é amplamente utilizada até a atualidade, baseada nas proporções entre cúmulus e intercúmulus, nos diferentes tipos de bordas dos minerais cúmulus e nos crescimentos adcúmulus (Fig. 9). Estes crescimentos são descritos como extensões de um cristal originalmente cúmulus não zonado que possuem a mesma composição inicial do mesmo cristal, podendo ser denominados, também como bordas pós-cúmulus.

Esta classificação separa basicamente:

- **Ortocumulatos:** cumulatos que consistem, essencialmente, de um ou mais minerais cúmulus juntamente com diferentes minerais produtos de cristalização de um líquido intercúmulus. Há pouca ou nenhuma comuta entre o líquido intercúmulus e a câmara magmática principal.

- **Adcumulatos:** cumulatos cujo material intercúmulus é conspícuo ou ausente, com cristalização de crescimentos adcúmulus. O sistema é aberto com trocas entre o líquido intercúmulus e a câmara magmática.

- **Mesocumulatos:** cumulatos que possuem uma pequena quantidade de material intercúmulus, podendo possuir crescimentos adcúmulus.

- **Heteroadcumulatos:** O líquido intercúmulus cristaliza na forma de grandes cristais (oikocristais) que hospedam os minerais cúmulus em textura poiquilítica, podendo haver bordas adcúmulus. Durante a cristalização dos oikocristais, a comunicação entre o líquido intercúmulus e a câmara magmática é mantida.

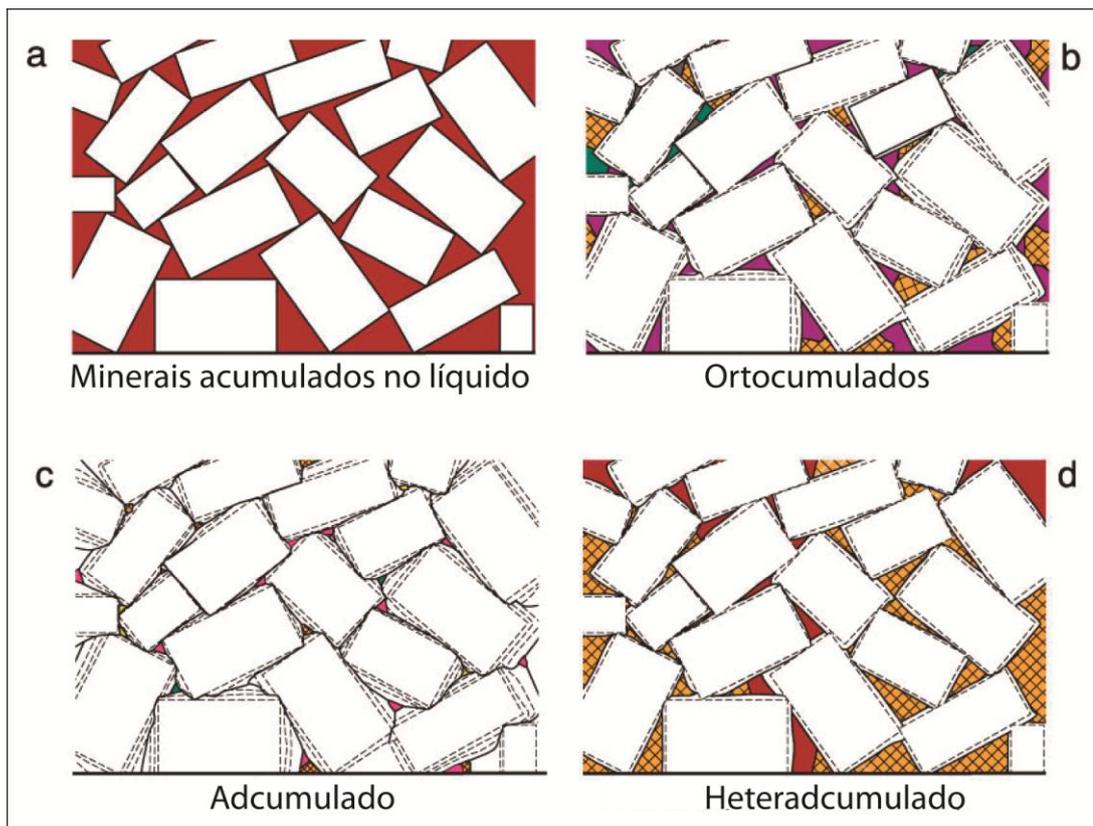


Figura 9 – Classificação textural de rochas cumuláticas. Modificado de Wager & Brown (1967).

### 3.3 GEOQUÍMICA DE ROCHAS CUMULÁTICAS

Seguindo a mesma ideia de acumulação, Miller (2011) menciona que, geoquimicamente, as rochas cumuláticas são originadas de um intenso fracionamento de um líquido original, gerado pela acumulação dos primocristais e pela modificação da composição do líquido ao longo do tempo.

Os primocristais são enriquecidos em componentes de soluções sólidas de alta temperatura (Mg em fases máficas e Ca em plagioclásio) e em elementos-traço compatíveis (Ni em olivina e Sr em plagioclásio), já o líquido aprisionado é enriquecido em componentes de soluções sólidas de baixa temperatura tais como Fe em fases máficas e Na, K em plagioclásio, além de elementos menores e traços incompatíveis.

Para analisar o balanço de massas que ocorre na cristalização de rochas cumuláticas, assume-se que a concentração ( $X$ ) de qualquer

elemento (a) em uma rocha cumulática (WR) depende das proporções relativas modais de primocristais (PC) e do componente líquido aprisionado (LC) de acordo com a seguinte equação:

$$X_a(WR) = \%PC \cdot X_a(PC_1) + \%PC_2 \cdot X_a(PC_2) + \dots + \%LC \cdot X_a(LC)$$

A restrição em relação às proporções modais e composições dos primocristais é argumentada com o fato de que as fases cúmulus continuam cristalizando bordas pós-cúmulus e sua composição é complexa, devido ao fato de que a maioria dos primocristais são soluções sólidas. Já nas considerações sobre o líquido restante aprisionado, sabe-se que sua quantidade em um cumulado muda ao passar do tempo em função de compactação gerada pela acumulação de cristais e sua composição muda devido à cristalização fracionada.

Assim como os elementos maiores, a concentração absoluta de elementos menores em uma rocha cumulática vai depender da relativa proporção e composição dos primocristais e do líquido aprisionado. Sobre os elementos-traço, a cristalização fracionada de magmas máficos exerce uma influência que eleva as concentrações de elementos incompatíveis similares e diminui a concentração de elementos compatíveis.

Miller & Rippley (1996) calcularam a composição total (*bulk composition*) da intrusão de *Sonju Lake* através de um balanço de massa, utilizando análises químicas de rocha total de 76 amostras coletadas de afloramentos e furos de sondagem em diversas porções dos 1200 m de espessura da intrusão. Os autores afirmaram que este tipo de artifício pôde ser efetuado, pois a progressão de tipos de rochas cumuláticas é compatível com um modelo de cristalização unidirecional de um magma máfico a partir da base até o topo da intrusão, o acamamento críptico e de cristais ocorreu em um sistema fechado (sem recarga de magma) e a forma da intrusão é tabular (*sheet-like*), com proporção de comprimento e espessura em uma proporção 20:1, o que torna o problema unidimensional.

A partir da obtenção da composição do magma parental e de uma trajetória composicional, por composição média, diversos autores utilizaram

*softwares* para uma modelagem baseada em equilíbrio termodinâmico da variação composicional gerada por cristalização fracionada em um líquido (McBirney et al., 2009; Ferré, 2009) e obtiveram resultados satisfatórios.

#### 4. TRABALHOS ANTERIORES

A primeira definição do Complexo Mata Grande foi proposta por Issler *et al.* (1967), através de dados petrográficos. Os autores descreveram o CMG como Coronito de Mata Grande: um maciço ligeiramente alongado e concordante com as estruturas regionais de direção NE-SW, apresentando coronas de ortopiroxênio e anfibólio em torno dos cristais de olivina. Estes também interpretaram este maciço como porção central de um derrame básico subaquoso que sofreu metamorfismo orogênico, inserido em uma faixa ofiolítica e atribuíram a formação das coroas de reação à retenção de voláteis.

Posteriormente, estudos geocronológicos no CMG (Issler *et al.*, 1973) pelo sistema K-Ar em plagioclásio apontaram idades da ordem de 2,0 Ga, correspondentes ao Paleoproterozóico, o que o colocaria na base da coluna estratigráfica do RS.

Fragoso Cesar (1980) considerou o CMG e outros complexos máfico-ultramáficos juntamente com os Gnaisses Cambaí e as Supracrustais Vacacaí como uma associação do tipo *granite-greenstone* do Proterozóico Inferior. O mesmo autor, em trabalhos posteriores (Fragoso Cesar, 1990, 1991), sugeriu que o Complexo Mata Grande seria parte de uma escama tectônica do embasamento antigo imbricada com os Gnaisses Cambaí.

Com base em dados geocronológicos pelo método K-Ar (Qua. 1), Soliani Jr. (1986) sugeriu duas hipóteses sobre a gênese dos complexos máfico-ultramáficos do Terreno São Gabriel (Complexo Mata Grande e Complexo Pedras Pretas): 1 – estes conjuntos litológicos originaram-se no Paleoproterozóico (ou Arqueano?) revelando idades de resfriamento Transamazônicas, revujescimentos parciais e completos durante o Ciclo Brasileiro; ou 2 - ocorreram dois ou mais eventos geradores destes tipos rochosos, o primeiro no Paleoproterozóico e o segundo no Neoproterozóico. No mesmo trabalho, o autor divulgou dados de razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de 0,7032, o que corroborou com uma fonte juvenil para o CMG.

Quadro 1 – Idades K-Ar do Gabro Mata Grande (extraído de Porcher *et al.*, 1995).

Nº de Campo	Nº de Laboratório	Litologia	Material	% K	Ar40 rad (ccSTP/g)	% Ar atm	Idade (Ma)
RS - 4a	2352	Gabro	Plagioclásio	0,1426	$24,39 \times 10^{-6}$	9,69	2183,100*
RS - 4b	2354	Gabro	Plagioclásio	0,4672	$50,00 \times 10^{-6}$	9,53	1826,55*
RS - 256	4703	Gabro	Plagioclásio	0,1236	$15,70 \times 10^{-6}$	10,61	1867,56*

\* valores recalculados por Soliani Jr. (1986)

Fernandes *et al.* (1992) incluíram o CMG em uma assembléia de ofiolito-*mélange* associada à sub-área Bossoroca (Complexo Bossoroca), relacionando-o à Associação de Arco Magmático II.

Rego *et al.* (1994), utilizando dados de litogeoquímica e de química mineral, sugeriram que os peridotitos e os gabros representam cumulos oriundos de líquidos distintos, argumentando que a presença de olivina (Fo<sub>85</sub>) e plagioclásio (An<sub>78</sub>) nos primeiros, e de olivina (Fo<sub>79</sub>) e plagioclásio (An<sub>73</sub>) nos últimos, implica a existência de dois líquidos magmáticos com diferentes graus de evolução química. A identificação de zonação inversa do plagioclásio nos peridotitos, possuindo no núcleo composições fracamente mais cálcicas que os plagioclásios dos gabros (An<sub>73</sub>) e composições de olivina (Fo<sub>79</sub>, não zonadas) nos peridotitos semelhantes àsquelas presentes no gabro, levou os autores a sugerir a coexistência do peridotito e do gabro como líquidos na câmara magmática, onde cristais de olivina e plagioclásio de um magma foram incorporados pelo outro, ocorrendo reequilíbrio parcial nos plagioclásios.

Dados isotópicos de Sm-Nd foram obtidos para a unidade máfica do CMG por Babinski *et al.* (1996) e estão representados no quadro 2. O valor do parâmetro  $\epsilon_{Nd}$  foi calculado através da utilização de uma idade de  $753 \pm 2$  Ma obtida por Machado *et al.* (1990) para um metariodacito da Sequência Campestre. Os autores associam o valor de  $\epsilon_{Nd}(t) = +5.2$  apresentado neste trabalho, aos valores de  $\epsilon_{Nd}(t)$  obtidos para o Complexo Cambaí, indicando uma fonte similar ou graus de contribuição crustal similares.

Porém, devido às razões Sm-Nd não estarem muito fracionadas do CHUR (*chondritic uniform reservoir*), as idades  $T_{DM}$  extrapoladas foram consideradas muito imprecisas para serem significantes.

Quadro 2 – Dados isotópicos de Sm-Nd para um gabro do CMG. (extraído de Babinski *et al.*, 1996).

Amostra	Nd (ppm)	Sm (ppm)	$^{147}\text{Sm}/$ $^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/$ $^{144}\text{Nd}$	$2\sigma$	$\epsilon\text{Nd}^0$	t (Ga)	$\epsilon\text{Nd}^t$	$T_{DM}$ (Ga)
RS - 19 - II	1.87	0.53	0.17091	0.512777	$\pm 25$	2.7	0.75	5.2	0.96

No mapeamento geológico realizado por UFRGS (1997) na folha de Vila Nova, o CMG foi incluso na Sequência Arroio Lajeado do Complexo Bossoroca e também foi individualizado em duas fácies: fácies gabróica e fácies peridotítica. Na fácies gabróica foram descritas a estrutura maciça das bordas do corpo e a estratificação magmática primária ( $S_0$ ) no seu núcleo, marcada pelo assentamento gravitacional dos cristais de plagioclásio, possuindo texturas cúmulus, intercúmulus e pós-cúmulus. Na fácies peridotítica também foram descritas estruturas magmáticas primárias de assentamento gravitacional dos cristais de plagioclásio e, em ambas as fácies, foram descritas coroas de reação da olivina com lamelas simples (piroxênio) ou duplas (ortopiroxênio e anfibólio).

Chemale Jr. (2000) acompanha as ideias propostas por Fragoso-Cesar (1991) e Fernandes (1992), sugerindo uma gênese ofiolítica para o CMG e para o Complexo Pedras Pretas.

## 5. MÉTODOS

### 5.1 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

A revisão bibliográfica visou à compilação de dados já publicados sobre a área estudada, das áreas adjacentes e a avaliação de propostas estratigráficas e geotectônicas para o posicionamento do Complexo Mata Grande. Utilizou-se mapas na escala 1:25.000 e 1:50.000 para as etapas de campo, pré-campo e pós-campo.

Dentre os dados existentes sobre a área, destaca-se o mapeamento geológico da região de Vila Nova do Sul na escala 1:25.000 realizado por UFRGS (1997), através do qual compilou-se os dados geológicos/estruturais do mapa da área de estudo, e confeccionou-se uma seção geológica transversal NW-SE (Fig. 10). O mapa da região de Vila Nova também serviu como base para a execução do mapa de detalhe na escala 1:24.000 da região de Mata Grande, que consta no apêndice A desta monografia.

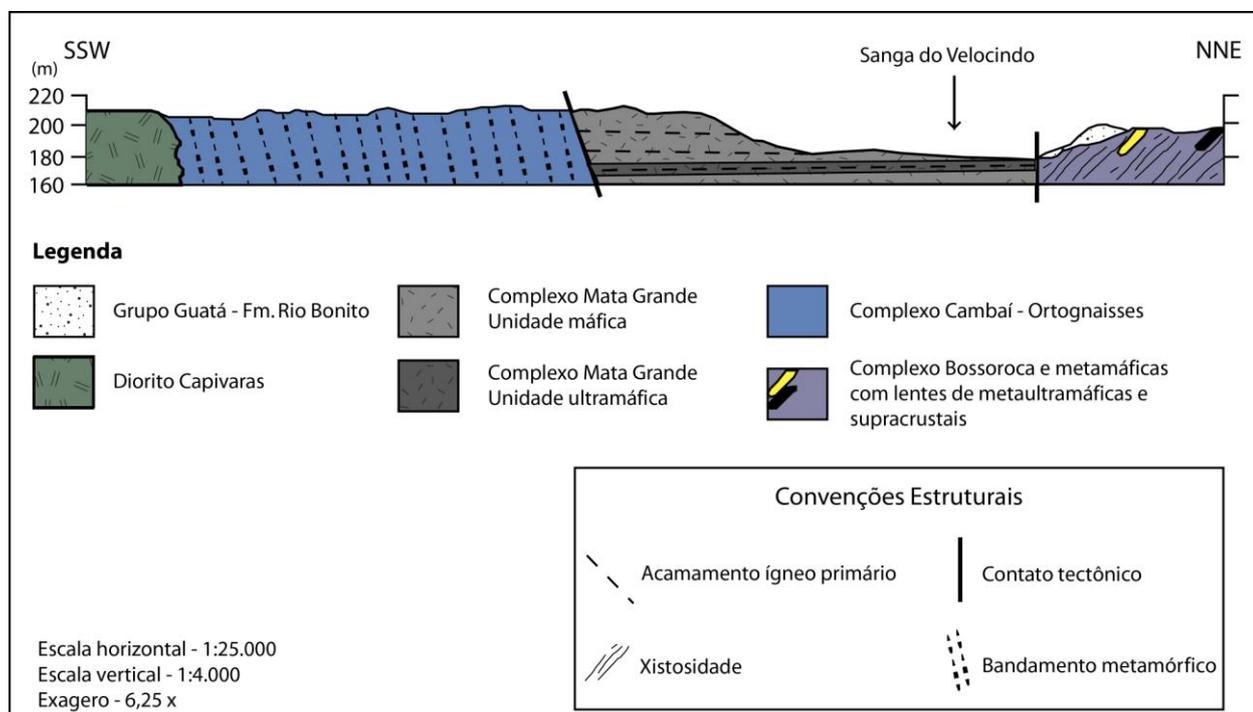


Figura 10 - Seção geológica SSW-NNE da área de estudo realizada a partir do mapa geológico do Projeto Vila Nova (UFRGS, 1997).

## 5.2 FOTOINTERPRETAÇÃO

A fotointerpretação da área de estudo foi realizada através da análise de fotografias aéreas em escala 1:25.000, com o objetivo de identificação de estruturas e discriminação de domínios aerofotogeológicos. Os critérios utilizados para a separação dos domínios foram fundamentados a partir da distinção de propriedades como padrão de drenagem, tonalidade, relevo, cultivo, presença de matações, lineamentos de cristas e lineamentos de vales. Separaram-se 12 domínios a fim de auxiliar a etapa de campo e detalhar o mapeamento da área estudada (Qua. 3). Os dados da fotointerpretação foram inseridos juntamente com a compilação realizada na etapa de revisão bibliográfica em uma plataforma SIG (Sistema de Informações Geográficas), por meio do *software ArcMap* (Fig. 11).

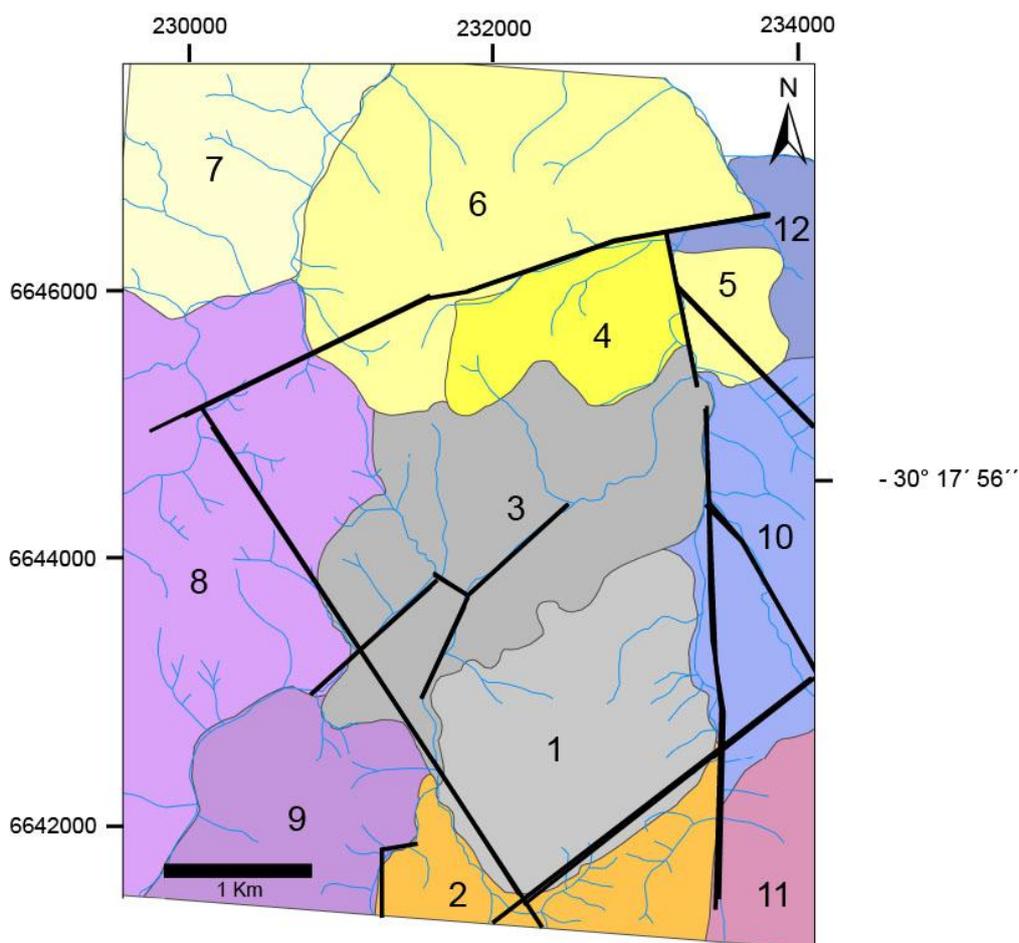


Figura 11 – Mapa de dados de fotointerpretação (drenagem, lineamentos, domínios aerofotogeológicos) integrados em uma plataforma SIG.

Quadro 3 – Domínios aerofotogeológicos e características distintivas utilizadas.

<b>Domínio</b>	<b>Drenagem</b>	<b>Tonalidade</b>	<b>Relevo</b>	<b>Características</b>
1	semi-radial média	cinza escuro	cupuliforme grosso	mata na porção Sul
2		cinza escuro	cupuliforme grosso	mata densa
3	sub-paralela grossa	cinza médio	cupuliforme grosso	mata pouco densa, presença de matações, acamamento do CMG
4	sub-paralela grossa	cinza médio	cupuliforme grosso	pouca mata, cristas sinuosas
5	sub-paralela fina	cinza claro	cupuliforme grosso	acamamento sedimentar
6	semi-radial grossa	cinza médio	cupuliforme grosso	acamamento sedimentar
7	sub-paralela grossa	cinza médio	cupuliforme grosso	pouca mata
8	sub-paralela grossa	cinza claro	cupuliforme grosso	cultivado
9	sub-paralela média	cinza escuro	cupuliforme grosso	cultivado, com duas cúpulas ao Oeste
10	paralela grossa	cinza médio	cupuliforme grosso	cultivado e reflorestado ao Sul
11	paralela grossa	cinza muito escuro	cupuliforme grosso	cultivado, reflorestado ao Norte, lineamento de crista ao Sul
12	paralela grossa	cinza escuro	cupuliforme grosso	acamamento sedimentar

As fotografias aéreas utilizadas neste trabalho fazem parte do acervo da CPRM (Serviço Geológico do Brasil – Superintendência Regional de Porto Alegre). A obtenção das fotografias foi realizada com uma Câmera RMK 15/23, distância focal = 153,08 mm e altura de vôo de 3825 m e estas fazem parte do fotoíndice em escala 1:100.000 (Fig. 12) da Folha Vila Nova (SH-22-Y-A-I).



Figura 12 - Fotoíndice da área de estudo em escala 1:100.000.

### 5.3 TRABALHO DE CAMPO

O trabalho de campo foi realizado no período de 19 a 22 de abril de 2012, no município de São Sepé, RS, tendo como objetivos principais a caracterização regional do CMG através de um mapeamento de detalhe, a amostragem para análises químicas, geocronologia e petrografia; e a coleta de dados estruturais. Como mapa base foi utilizada a carta topográfica na escala 1:50.000 do Serviço Geográfico do Exército do Brasil da folha Vila Nova (SH-22-Y-A-I-4).

### 5.4 AQUISIÇÃO DE DADOS ESTRUTURAIS

A etapa de aquisição de dados estruturais, desenvolvida no trabalho de campo, teve como objetivos principais a identificação e coleta de dados de acamadamento ígneo primário ( $S_0$ ) atribuído à foliação de forma do plagioclásio e ao bandamento composicional gerado pela diferença de abundância de plagioclásio e piroxênios. Foram medidas, também, fraturas

milimétricas (preenchidas por quartzo ou não) com espaçamento médio de 30 cm.

Os dados foram adquiridos com o auxílio de bússolas do tipo *Brunton* e utilizou-se a notação “regra-da-mão-esquerda”, que indica o mergulho das estruturas (*dip*) em relação à sua direção (*strike*). O tratamento dos dados estruturais é fundamentado em redes de projeção estereográfica (Fig. 13), a fim de representar projeções esféricas em superfície plana. Representam-se, nas redes de projeção (Ex.: rede equiárea de Schmidt), elementos planos (foliação magmática, fraturas, acamamento sedimentar, etc.) e lineares (lineação mineral, lineação de estiramento, etc.).

Já os diagramas de contorno, fundamentados na rede de Kalsbeek (Fig. 14), têm como principal função, a confecção de isolinhas através de uma contagem de pontos. Estes elementos proporcionam uma estatística gráfica que habilita uma análise qualitativa refinada dos dados estruturais. A geração de diagramas foi realizada através do *software Stereo32* versão 1.01.

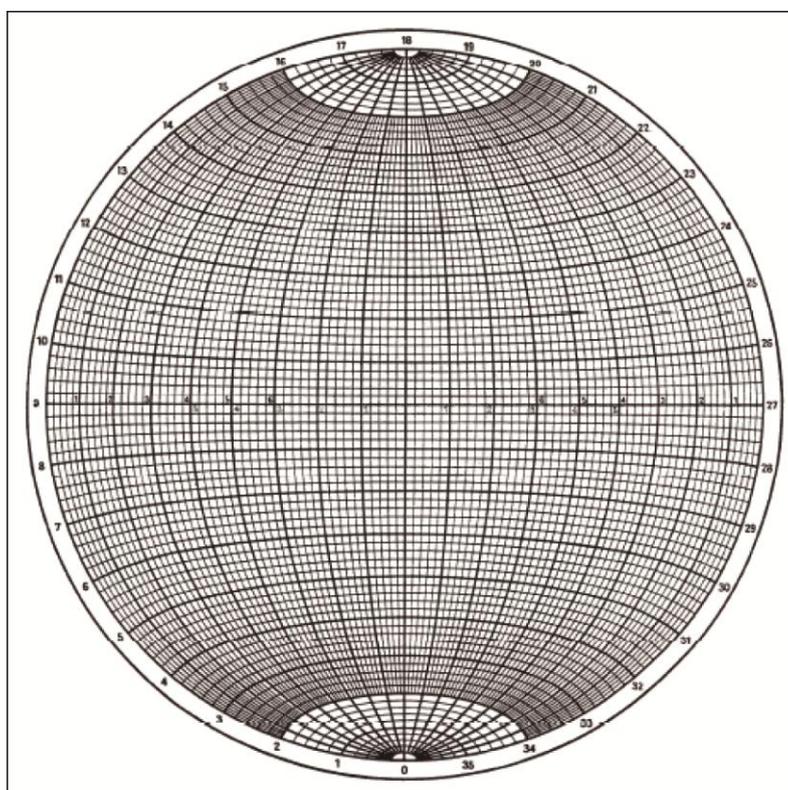


Figura 13 - Rede equiárea de Schmidt (Loczy & Ladera, 1980).

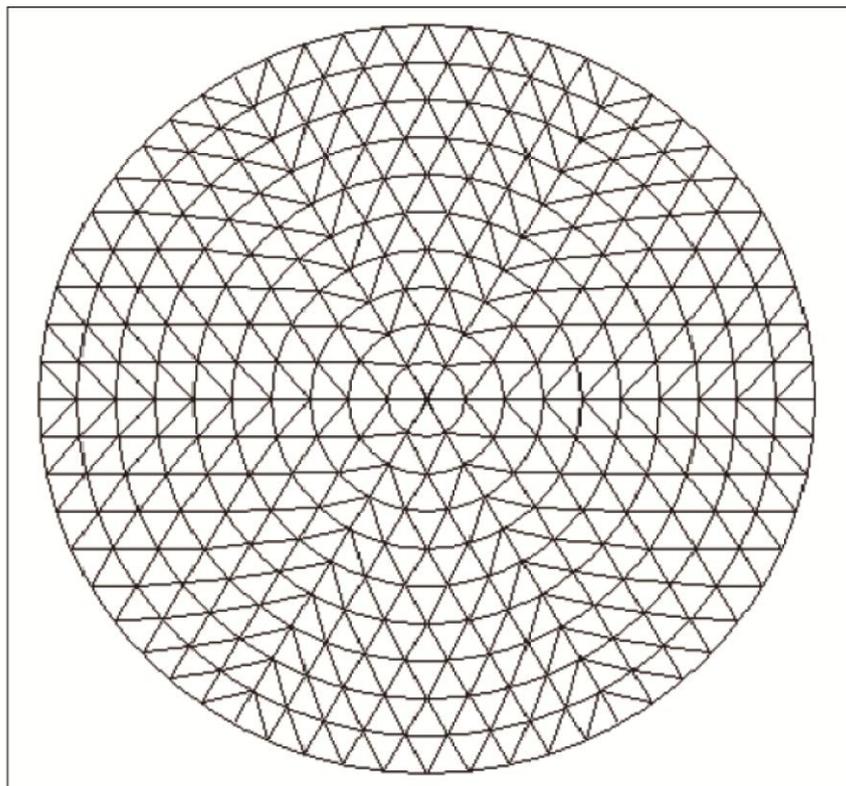


Figura 14 - Rede de Calsbeek (Loczy & Ladera, 1980).

## 5.5 PETROGRAFIA

Após a amostragem realizada na etapa de campo, foram selecionadas as amostras mais representativas para a confecção de lâminas delgadas. A preparação de amostras foi executada no Laboratório de Apoio Analítico e Preparação de Amostras do CPGq (Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica – IGEO) da UFRGS.

Para a confecção das lâminas delgadas é feito o corte da rocha em fatias de aproximadamente 2 cm de espessura. Após, separa-se uma fatia fina, lixa-se com potenciais de desbaste graduais (120, 220, 600, 1200, 2500 e 4000 grana) e submete-se a processos de abrasão com abrasivos de carbetto de silício (900  $\mu\text{m}$ ) e óxido de alumínio (9,5  $\mu\text{m}$ ). O polimento final é feito com politriz, através da aplicação de 100 rotações por minuto (RPM) durante aproximadamente 5 minutos com abrasivo de alumina até atingir-se a espessura de 0,3  $\mu\text{m}$ .

Após a obtenção das lâminas delgadas realizou-se a etapa de caracterização petrográfica das amostras, através da utilização de um microscópio petrográfico de luz transmitida da marca Meiji (Fig. 15) pertencente ao DEMIPE (Departamento de Mineralogia e Petrologia) do IGEO – UFRGS.

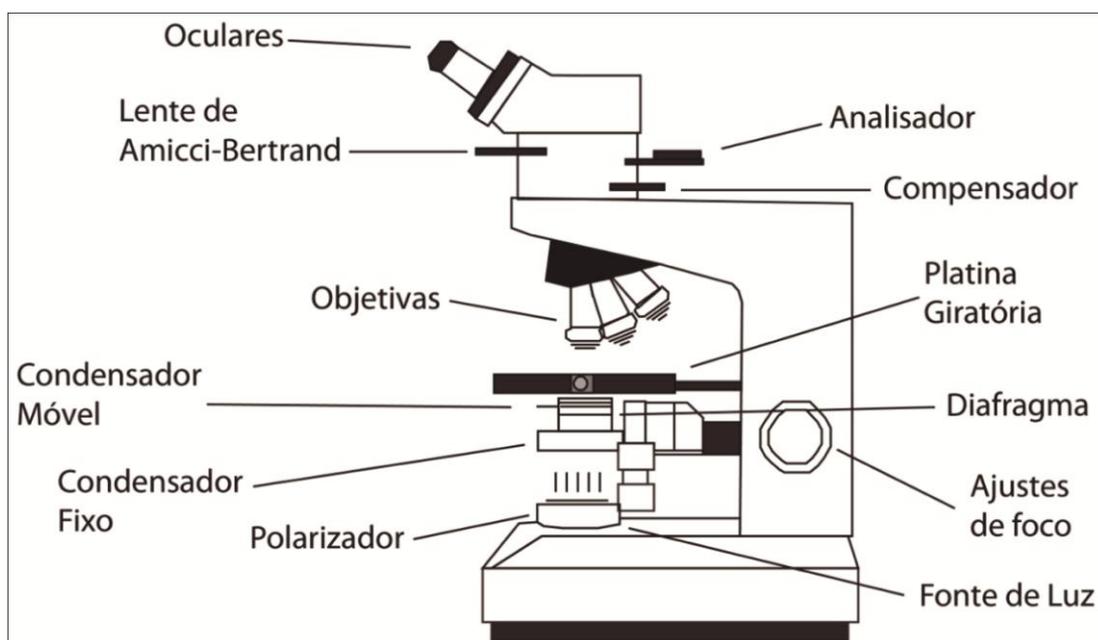


Figura 15 - Representação dos principais componentes do microscópio petrográfico de luz transmitida (arte do autor).

O objetivo desta etapa é classificar as amostras através da caracterização mineralógica e do uso de diagramas (Fig. 16), a identificação de texturas e microestruturas, além da seleção das amostras mais representativas para a aquisição de fotomicrografias, utilizando-se o microscópio de aquisição de imagens Leica, pertencente a CPRM – SUREG – PA.

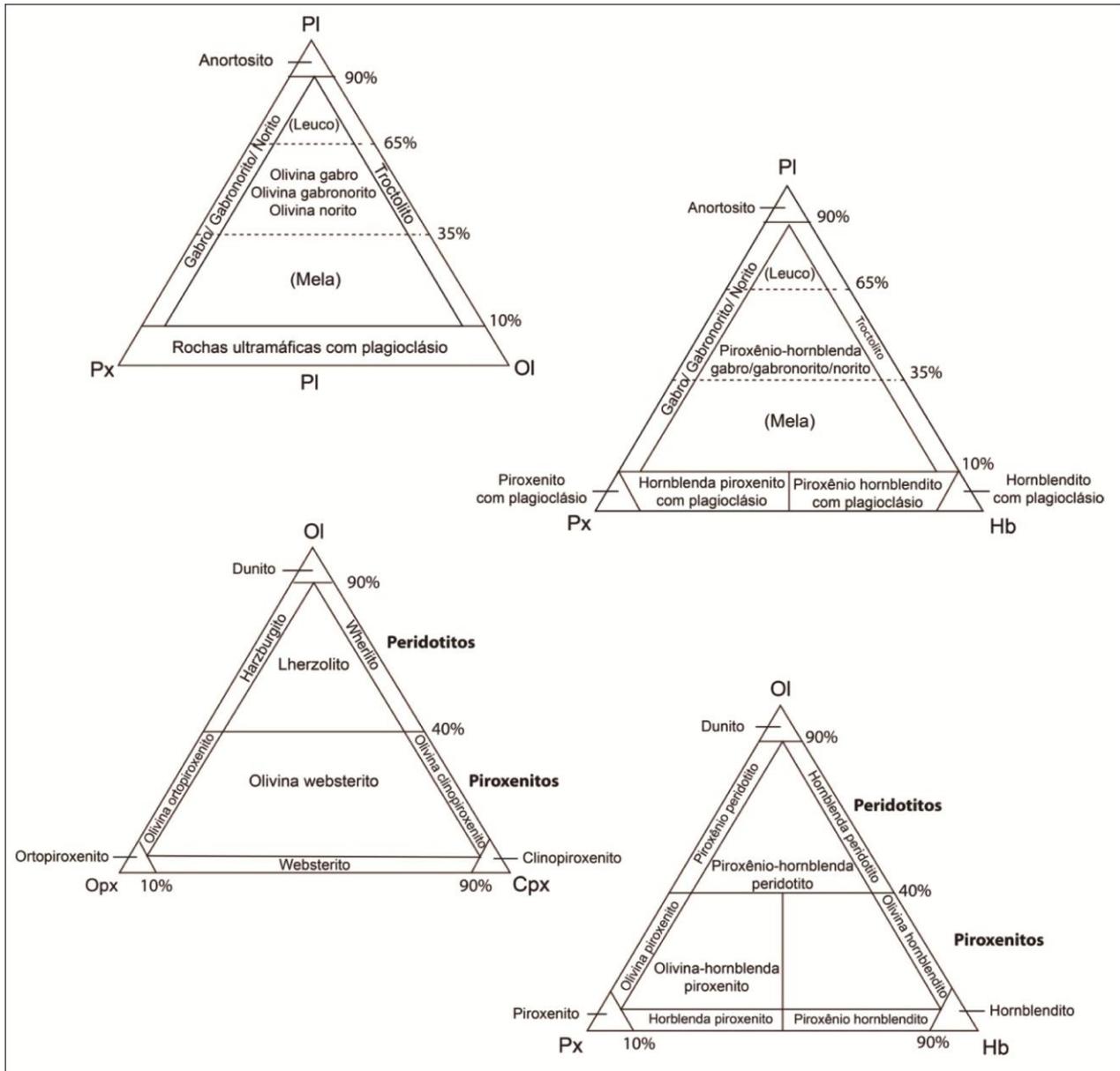


Figura 16 - Diagramas de classificação de rochas máficas e ultramáficas. (Fontes: Streckeisen, 1973, 1976; Le Maitre, 2004).

## 5.6 GEOQUÍMICA

Para o estudo da geoquímica de rocha total foram selecionadas criteriosamente 25 amostras na etapa de campo, para serem submetidas às análises químicas, a fim de determinar a sua composição em relação aos elementos maiores, traços e terras-raras.

A preparação das amostras envolve processos de moagem através de fragmentação e refragmentação com auxílio de cadinho (grau) de ágata e pistilo. Posteriormente, a amostra é pulverizada por um pulverizador de bolas de ágata, durante 30 minutos com rotação de 3.000 RPM (Rotações Por Minuto), que permite a obtenção de frações inferiores a 200 *mesh*. O não cumprimento de cuidados com a limpeza dos equipamentos usados implica em um alto risco de contaminação das amostras.

Após a realização das etapas de cominuição e da aquisição da fração indicada, as amostras foram enviadas para o *Acme Analytical Laboratories Ltd.* (Goiânia - GO). O laboratório utiliza, para os elementos maiores, a técnica ICP-ES (*Inductively Coupled Plasma – Emission Spectrometry*), com limite de detecção de 0,01% e para Sc, Be, V, Ba, Sr, Y e Zr, com limite de detecção de 1 a 5 ppm. Para os demais elementos-traço e elementos terras raras será utilizada a técnica ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry*) com limite de detecção de 0,005 a 2 ppm.

O ICP-MS é um equipamento que permite, de maneira rápida e precisa, a determinação de elementos traço (< 1.000 ppm). O processo de excitação e ionização dos átomos no ICP-MS ocorre pela tocha de plasma de argônio/hélio, com temperaturas da ordem de 6.000 a 10.000° K. As moléculas inseridas dentro da rocha são decompostas em seus elementos químicos e, em seguida, ionizado, devido ao alto estado de energia do plasma. Os íons resultantes são extraídos das condições de alta temperatura e pressão atmosférica para uma câmara de vácuo, passando antes por um orifício milimétrico que descarta uma parte da amostra que não o ultrapassa. O sistema de lentes que colima e acelera os íons pode ser de

quatro tipos: quadrupolo, tempo de voo, analisador eletrostático ou analisador magnético. Os dois últimos são os que possuem maior resolução.

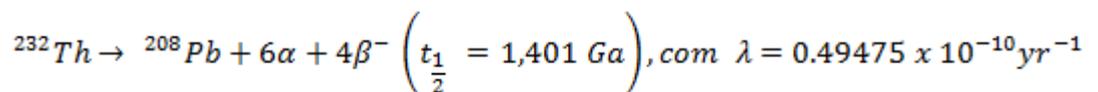
## 5.7 GEOCROLOGIA

No presente trabalho, com o objetivo de posicionar o CMG na estratigrafia do Terreno São Gabriel, foi utilizado o método U-Pb por meio da técnica LA-ICP-MS. As análises foram realizadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CEPEGEO) do Instituto de Geociência da Universidade de São Paulo (USP).

### 5.7.1 Método Radiométrico U-Pb

A datação pelo método U-Pb em zircões é fundamentada nas cadeias de decaimento que envolvem, principalmente, os elementos U, Th e Pb.

Dos quatro isótopos de Pb ( $^{204}\text{Pb}$ ,  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$  e  $^{208}\text{Pb}$ ), somente o  $^{204}\text{Pb}$  não é radiogênico. Os demais isótopos deste elemento são produtos finais de cadeias de decaimentos compostas por elementos de curto tempo de vida (desconsiderados quando se trabalha com escalas de tempo geológico de milhões de anos) que têm sua origem a partir do decaimento de U (urânio) e Th (Tório). O sistema de decaimento U-Th-Pb pode ser descrito da seguinte forma:



Simplificadamente pode-se estabelecer equações gerais de decaimento que desconsideram os isótopos que não possuem significado geológico:

$$^{206}\text{Pb}_p = ^{206}\text{Pb}_i + ^{238}\text{U} (e^{\lambda 238t} - 1)$$

$$^{207}\text{Pb}_p = ^{207}\text{Pb}_i + ^{235}\text{U} (e^{\lambda_{235}t} - 1)$$

$$^{208}\text{Pb}_p = ^{208}\text{Pb}_i + ^{232}\text{Th} (e^{\lambda_{232}t} - 1)$$

Onde  $P$  é a abundância de isótopos no presente e  $I$  é a abundância inicial de isótopos. Por conveniência, rearranja-se as equações em função da razão isotópica pelo isótopo estável  $^{204}\text{Pb}$ :

$$\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_p = \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_i + \frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda_{238}t} - 1)$$

$$\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_p = \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_i + \frac{^{235}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda_{235}t} - 1)$$

$$\left(\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_p = \left(\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_i + \frac{^{232}\text{Th}}{^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda_{232}t} - 1)$$

A princípio, a datação absoluta pelo método U-Pb através de isócronas também pode ser realizado a partir das equações de decaimento citadas acima. No entanto, o sistema U-Pb tende a não se comportar como um sistema fechado em rochas silicáticas, devido à alta mobilidade de Pb e, principalmente U, sob condições de metamorfismo de baixo grau ou até pelo intemperismo.

Para que o método seja aplicado, utilizam-se, então, minerais com composição química, estrutura, resistência física e química compatíveis com a incorporação de urânio durante a sua cristalização, mas que não incorporem chumbo durante um tempo  $t_x$  da idade da rocha.

### 5.7.2 Preparação de Amostras

A preparação de amostras tem como objetivo a separação de cristais de zircão para posterior confecção de seções polidas com concentrados desta fase mineral. Esta etapa é realizada através de diversos procedimentos que são baseados nas principais características do zircão: alta densidade e ausência de magnetismo.

Os procedimentos de separação mineral foram procedidos por uma seleção criteriosa da amostra, tendo em vista a baixa quantidade de zircões em rochas máficas e ultramáficas, e realizados no Laboratório de Preparação de Amostras do Instituto de Geociências – UFRGS na seguinte ordem: cominuição, bateia, separação eletromagnética, catação.

A cominuição da amostra consiste na sua desagregação por marreta ou prensa hidráulica em frações centimétricas (~ 5 cm), para posterior introdução no britador de mandíbulas, que reduz a amostra a frações de ± 2 cm. Peneira-se em peneiras de malha de 0,5 cm e introduz-se a amostra no moinho de discos, onde a amostra se reduz a frações menores que 0,5 mm. Após novo peneiramento, em malha de 0,5 mm, obtém-se uma fração muito fina da amostra que é levada à bateia, onde ocorre um processo de separação por densidade e as frações pouco densas são excluídas da amostra.

Com um concentrado de minerais densos da amostra, realiza-se a etapa de separação eletromagnética. Esta separação é realizada no separador eletromagnético *Frantz*, que gera diversos concentrados separados por diferentes amperagens. Nas frações de mais baixa amperagem, tende-se a concentrar minerais como zircão, apatita e rutilo (podendo conter pirita). Este concentrado é levado posteriormente a uma lupa de mesa, aonde os cristais de zircão são catados para a confecção das seções polidas. Nesta etapa é importante descrever as características do mineral, tais como cor, forma, fraturamento, tamanho, etc.

### 5.7.3 Método U-Pb em zircões (LA-ICP-MS)

O zircão é um nesossilicato ( $ZrSiO_4$ ) cuja estrutura permite a substituição de Zr por U no tetraedro devido às similaridades dos seus raios iônicos 0,87Å (Zr) e 1,05Å (U) e das suas propriedades químicas. Este mineral caracteriza-se pela grande resistência física e química, evitando perdas de isótopos quando sofre intemperismo ou metamorfismo, além de ter uma quantidade desprezível de Pb não radiogênico inicial.

Para a datação radiométrica de zircões *in situ*, necessita-se de imageamento prévio de alta magnificação e resolução (aumento de 5 a 250.000 vezes) do grão a ser analisado através de um Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV), que se encontra disponível no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura do IGc – USP.

O MEV é da marca LEO 440I e opera em uma tensão de 0,1 a 30 kV e pode ser utilizado em observações convencionais de imagem em elétrons secundários (SEI), imagens em elétrons retro-espalhados (BEI), imagens de catodoluminescência e microanálises de difração por elétrons retro espalhados (EBSD) e microanálise química elementar (EDS), com ou sem uso de padrões de análise e medida de corrente de feixe.

O funcionamento deste equipamento é realizado a partir da emissão de um feixe de elétrons através de um filamento de tungstênio que se insere na amostra, gerando diversos tipos de sinais que são processados até a confecção da imagem. A amostra de zircão é analisada após sua inserção em uma seção polida coberta por um material condutor (carbono). Na interação do feixe com a amostra ocorrem: reflexão de elétrons, emissão de elétrons, emissão de raios-X e emissão de luz (catodoluminescência). A partir da reflexão de ondas de luz, em diferentes comprimentos e intensidades, os diferentes tons de cinza são reflexos das impurezas ou centros luminescentes do material que caracterizam zonações composicionais, diferentes fases e fraturas, tornando a técnica adequada para a datação de zircões.

Após a análise e identificação dos zircões no MEV, utiliza-se o *Laser Ablation* (LA) para a evaporação da amostra e posterior condução até o ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*). O *laser* (*light amplification by stimulated emission of radiation*) é constituído de uma microsonda que produz um intenso e estreito feixe de radiação com comprimento de onda, fase e polarização uniformes. A interação entre os fótons de alta intensidade (radiação do *laser*) com grãos de zircão acaba ejetando átomos, íons e moléculas na forma de vapor, processo denominado ablação.

O *Laser Ablation* possui um apurado sistema de lentes, prismas e espelhos para concentrar o feixe de radiação incidente na amostra, cujo diâmetro médio é de 25  $\mu\text{m}$ , podendo ser ajustado para diferentes valores. Para cada tipo de amostra, padronizam-se parâmetros como a potência do *laser*, taxa de pulso por repetição, número de pulsos (ou tiros) disparados em sucessão e diâmetro do *laser*, além do fluxo dos gases argônio e hélio.

O vapor resultante da interação entre o *laser* e a amostra é conduzido pelos gases argônio/hélio até o ICP-MS, onde é ionizado, acelerado e, através da deflexão diferencial dos íons em um campo magnético, é coletado em detectores que medem as diferentes razões massa/carga.

As principais vantagens da utilização do método LA-ICP-MS para a datação de zircões são, além da análise pontual nos minerais, a facilidade e rapidez das análises (~ 4 minutos), a preparação relativamente simples das amostras, a alta sensibilidade (ppb), a boa precisão e a preservação dos grãos.

O Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade Federal de São Paulo (CPGEO – USP) possui um espectrômetro de massa do modelo *Neptune*. O sistema de detecção deste equipamento consiste em multicoletores Faraday que detectam e amplificam a medida da quantidade de íons discriminados nos multicoletores. O fluxo de íons que chega continuamente ao copo de “Faraday” é neutralizado por elétrons provenientes da terra que sobem através de um resistor de valor conhecido que varia entre  $10^7$  e  $10^{12}\Omega$ . Se fluir uma corrente de elétrons de forma proporcional ao fluxo de íons sobre o resistor, pode-se medir a tensão em volts e a tensão medida é diretamente proporcional à concentração destes isótopos contidos na amostra (Sato & Kawashita, 2002).

O viés de massa foi corrigido pelo padrão de titanita de Khan ( $522.3 \pm 2.3$  Ma por TIMS, Heamen, 2009) e para o zircão é utilizado o padrão GJ (600 Ma, Elholou, *et al.* 2006). A configuração utilizada no Laser foi: energia = 6 mJ, taxa de repetição = 5 Hz, tamanho do spot = 25 – 38  $\mu\text{m}$ , gás portador de Hélio = 0.35 + 0.5 L/min.

Para que as idades  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  e  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  sejam calculadas, é necessário que o sistema tenha se mantido fechado desde a cristalização do zircão e assim, fornecendo idades concordantes. A curva concórdia (Fig. 17) representa o lugar geométrico dos pontos com idades concordantes, obtidos pelos cronômetros  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  e  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ . Os pontos analíticos que se mostram discordantes da curva concórdia formam a reta discórdia. A idade obtida no intercepto superior entre a reta discórdia e a curva concórdia pode representar a idade de cristalização dos zircões e à idade obtida no intercepto inferior atribui-se ao valor uma perda de Pb episódica ou contínua. Se a perda estiver relacionada a um episódio tectônico, a idade pode ter significado geológico (metamorfismo). Por outro lado, se a perda de Pb for contínua (ex.: zircões metamíticos), a idade do intercepto inferior não terá significado geológico (Sato *et al.*, 2008).

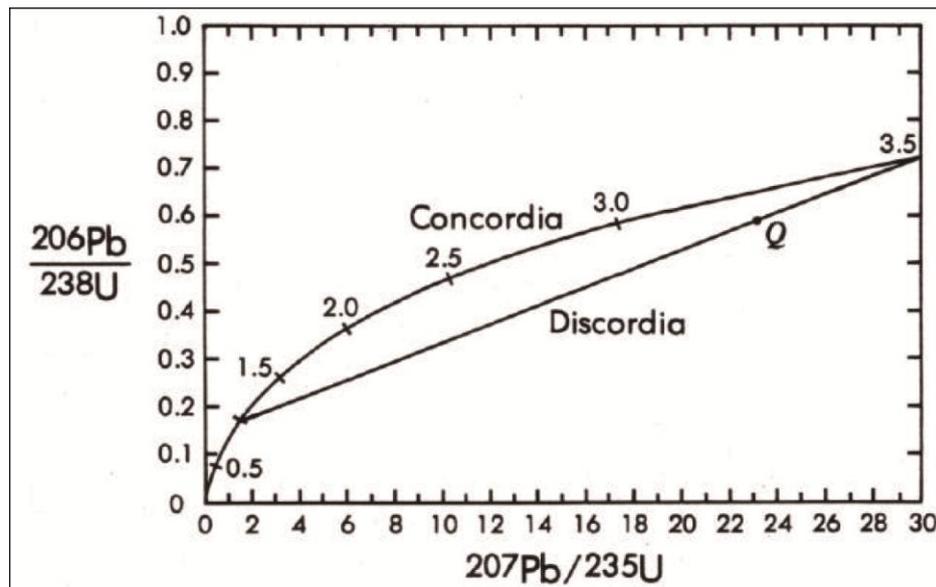


Figura 17 - Diagramas de concórdia e discórdia (extraído de Faure, 1977).

## 6 GEOLOGIA LOCAL

Durante a campanha de campo constatou-se que as unidades do CMG afloram principalmente na forma de campos de blocos e matacões, por vezes em lajeados ou cortes e leitos de estrada. As rochas do CMG foram separadas em três unidades distintas (Fig. 18): unidade máfica, unidade ultramáfica e unidade transicional. Todas as unidades tendem a apresentar acamamento composicional milimétrico à centimétrico devido às mudanças em abundância modal de fases como olivina, plagioclásio e piroxênio, comumente acompanhadas por mudanças texturais vinculadas à variação do tamanho de grão. A **unidade máfica (UM)**, composta geralmente por olivina gabronoritos com hornblenda, hornblenda noritos e metagabros, apresenta uma variação composicional e textural bem definida que permitiu sua separação em três fácies principais, cujas características distintivas são:

- **Fácies Equigranular Fina a Média (FEFM)**: apresenta textura equigranular hipidiomórfica fina a média, possui entre 30 e 50% de plagioclásio modal (2 – 5 mm), prismático euédrico que marca uma foliação de forma representada pela orientação preferencial do seu maior eixo. Os minerais máficos são essencialmente piroxênio e anfibólio (40 a 50%) com formas ameboides (0,5 – 3 mm) e olivina (2 a 10%) prismática euédrica (0,5 – 1 mm) ou globular intergranular.

- **Fácies Equigranular Média a Grossa (FEMG)**: apresenta textura equigranular hipidiomórfica média a grossa, com 40 a 55% de plagioclásio modal, prismático euédrico (0,5 – 1 cm); 35 a 55% de piroxênio e anfibólio ameboides (0,3 – 1 cm) e 1 a 5% de olivina prismática euédrica (1 – 2 mm) ou globular. Nesta fácies as rochas possuem estrutura maciça ou acamamento composicional – textural, sendo a foliação de forma do plagioclásio incipiente ou ausente.

- **Fácies Heterogranular Muito Grossa (FMG)**: possui de 50 a 60% de plagioclásio modal, prismático euédrico (2 – 7 cm), em textura subofítica nos piroxênios ou ameboides intergranular; 40 a 50% de piroxênio e anfibólios prismáticos euédricos (3 – 8 cm), localizadamente ameboides. A estrutura

das rochas é geralmente maciça, apresentando raramente foliação de forma dos plagioclásios. Em alguns afloramentos, esta fácies possui injeções (Fig.19) com contatos irregulares interlobados de microdioritos contendo fragmentos de metagabros e xenocristais corroídos de plagioclásio (~ 3 – 5 cm).

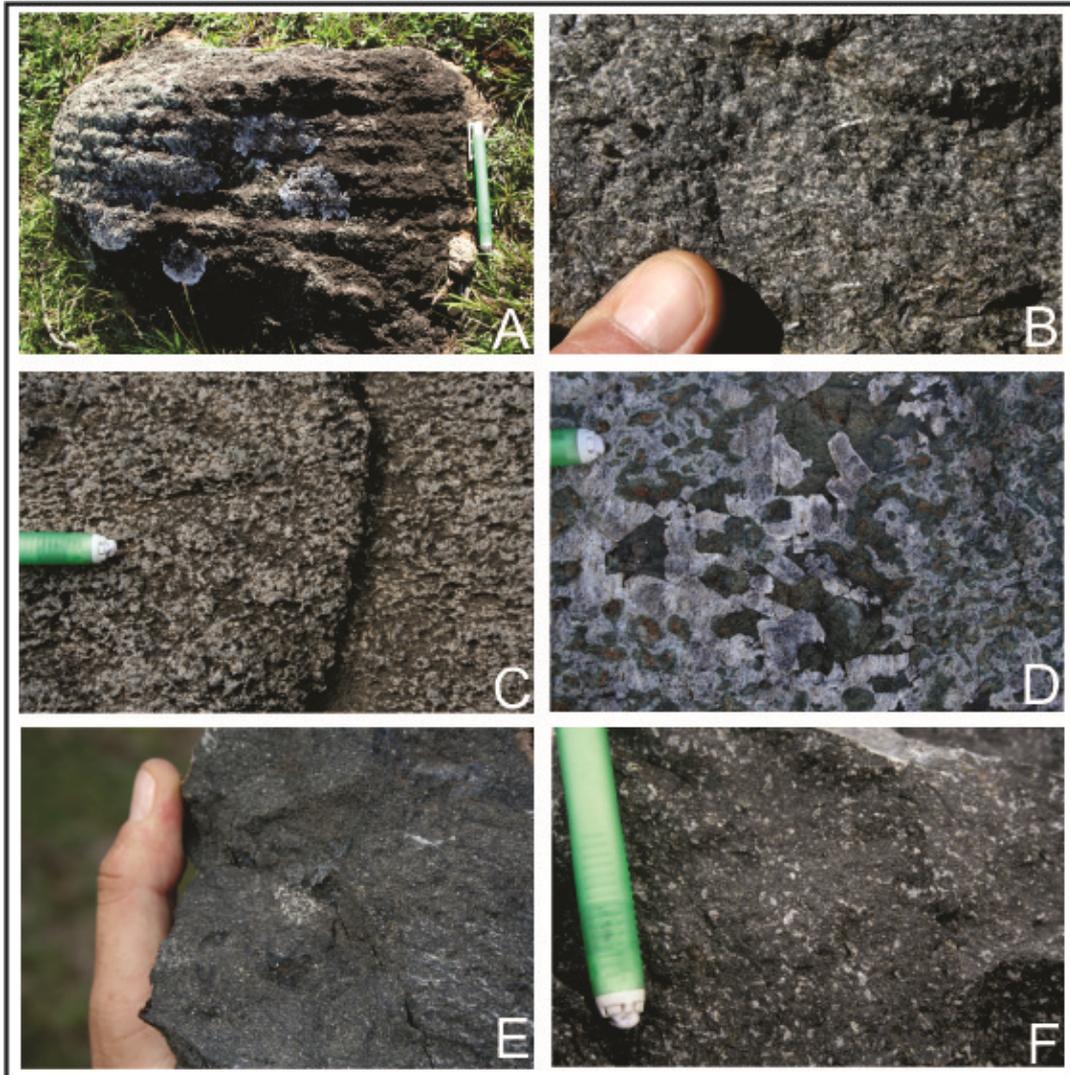


Figura 18 - Aspectos de campo e texturas macroscópicas das unidades do CMG. (A) Acamamento composicional/textural na unidade máfica. (B) Foliação de forma do plagioclásio na FEFM da unidade máfica. (C) Gabro da FEMG com foliação incipiente. (D) Gabro da FMG sem foliação, com plagioclásio em textura poiquilítica como inclusão do piroxênio. (E) Peridotito da UUM. (F) Troctolito da UT com plagioclásio ameboide. (Fotos: Ruy Paulo Philipp).

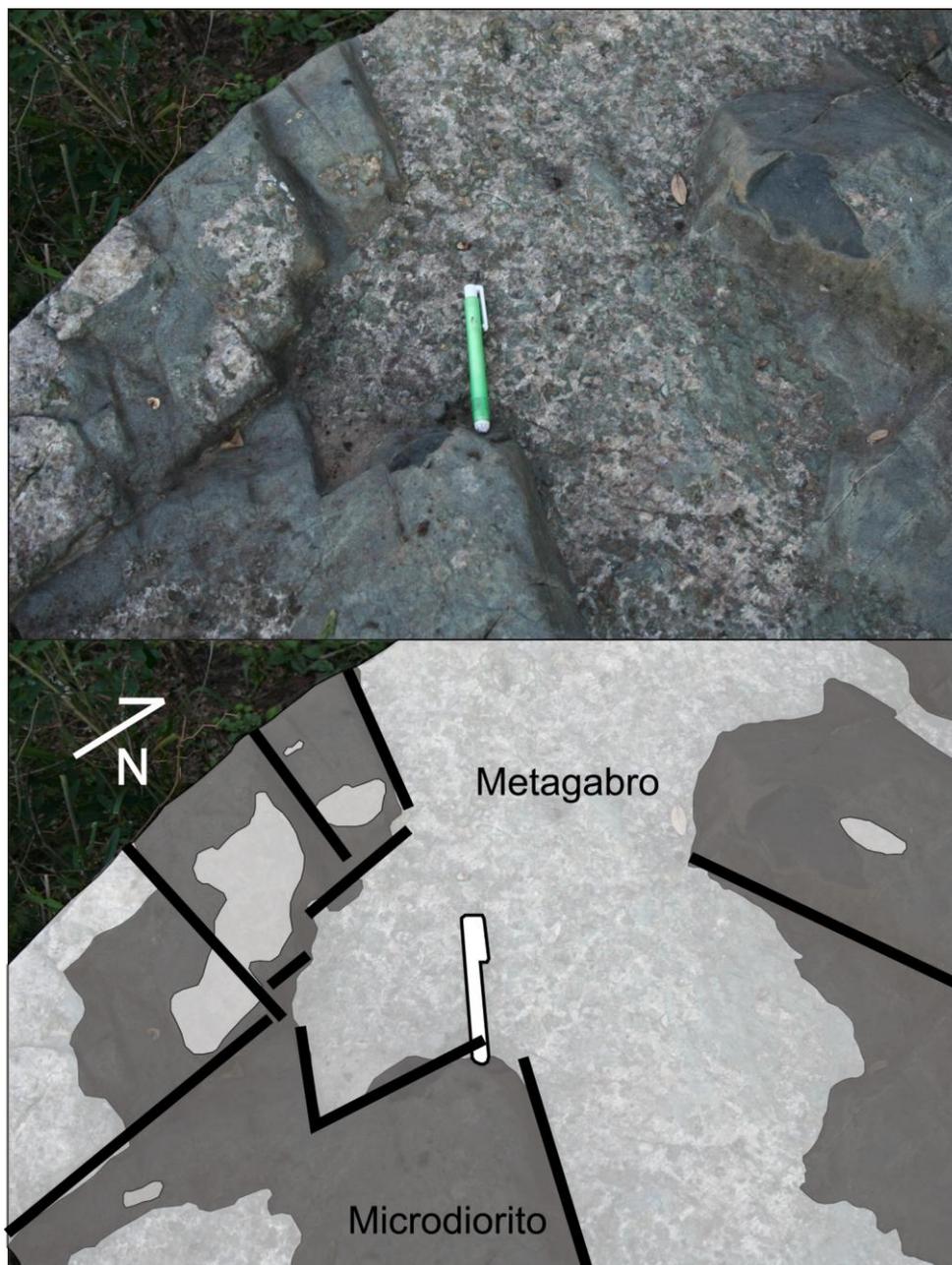


Figura 19 – Croqui de injeção de microdiorito em metagabro do ponto MS – 22.

Em raras exposições, as rochas da UM ocorrem cortadas por fraturas retilíneas preenchidas por quartzo translúcido, preenchendo fraturas retilíneas, podendo apresentar pirita e pirita+calcopirita disseminadas. Outro aspecto da UM, é a ocorrência localizada de injeções de um biotita sienogranito de textura equigranular fina a média e IC ~ 5%, provavelmente correlato ao Granito São Sepé.

A **unidade ultramáfica (UUM)** é composta por peridotitos e serpentinitos de estrutura maciça, com 5 a 7% de plagioclásio modal,

ameboide intergranular (~ 0,5 – 2 mm), 50% de olivina prismática euédrica ou globular (0,5 – 1,0 mm) e 1 a 7% de piroxênio e anfibólio prismáticos ou ameboides (0,1 – 1 cm). A mineralogia secundária é complementada por serpentina.

A **unidade transicional (UT)** é composta por troctolitos compostos por 15 e 35% de plagioclásio modal, prismático ou ameboide intergranular (1 – 5 mm), marcando uma foliação de forma através da orientação do seu maior eixo ou através de agregados milimétricos alongados; 4 a 10% de piroxênio e anfibólio ameboides (0,5 – 3 mm) e 30 a 50% de olivina prismática euédrica ou globular intergranular.

O termo “Unidade Transicional”, no campo, foi utilizado devido à variação no teor de plagioclásio ocorrer próxima ao limite que define petrograficamente, o limite entre peridotitos e melagabros (Streckeisen, 1973, 1976), além do alto teor de magnetita observado nas rochas desta unidade.

Após a compilação e tratamento dos dados estruturais de orientação do acamamento ígneo, da foliação de forma mineral e de fraturas foram gerados estereogramas (Figs. 20 e 21). Os dois primeiros são caracterizados pela sua disposição sub-horizontal que, próximo a zonas de falhas, apresenta-se quase sub-vertical. Os padrões de fraturamento, apesar do baixo número de medidas, apresentam dois comportamentos distintos: (i) as fraturas preenchidas por quartzo estão dispostas em uma orientação geral NNW-SSE e (ii) as fraturas não preenchidas possuem uma tendência de orientação no sentido NE-SW.

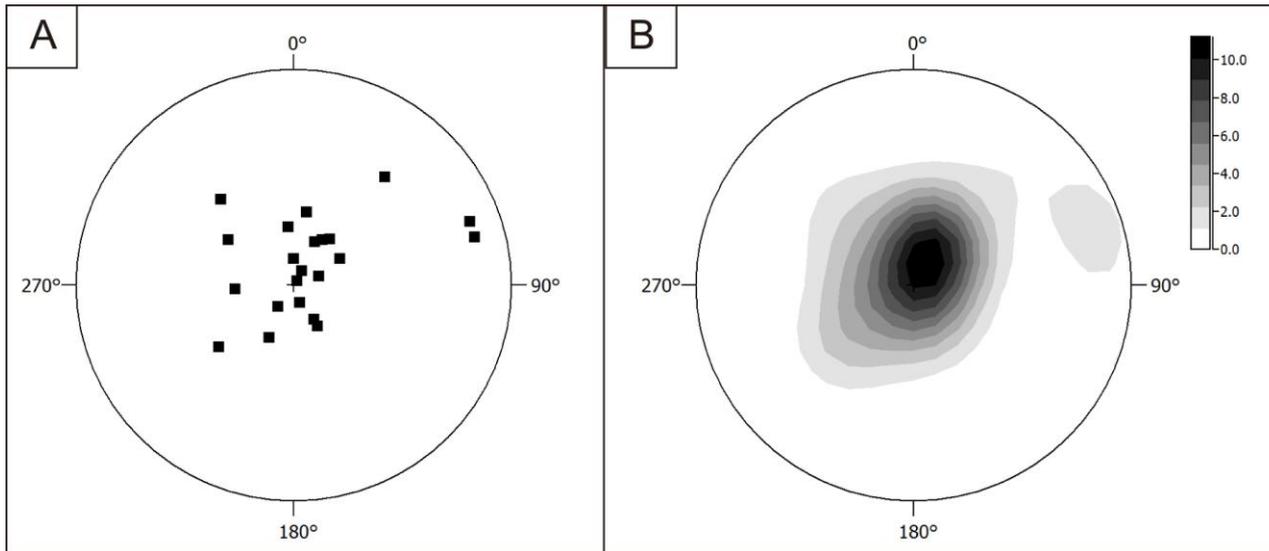


Figura 20 - (A) Estereograma dos polos de planos de acamamento composicional ígneo primário e foliação de forma mineral nas unidades do CMG. Os mergulhos são sub-horizontais (85,7%) entre 2° e 37° e subverticais (14,3%) entre 43° e 75°. N = 28. (B) Diagrama de contorno dos dados da figura A. Densidade média = 1.33, densidade máxima = 11.2.

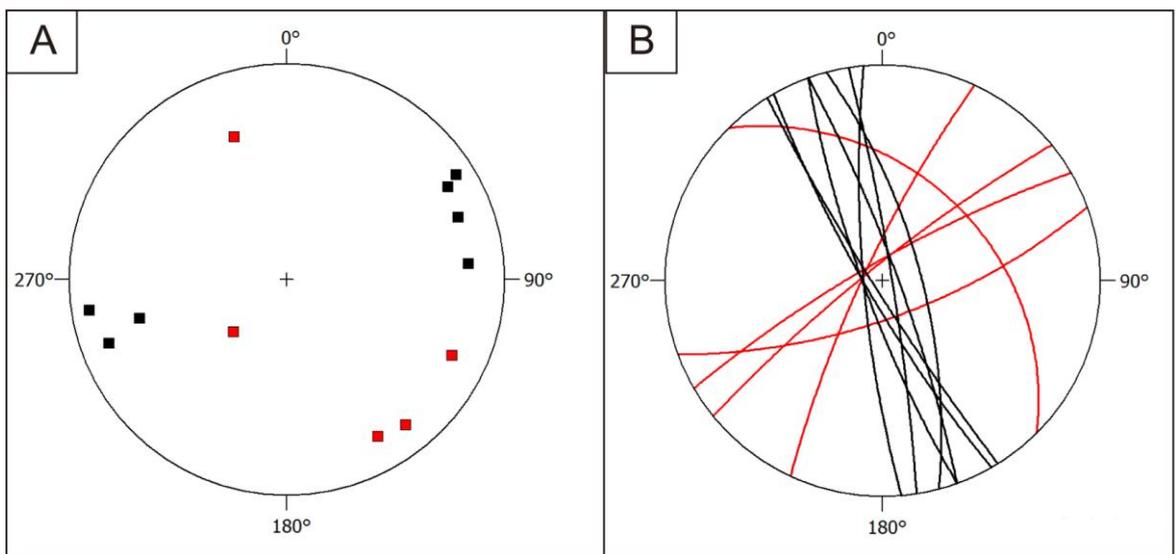


Figura 21 - (A) Estereograma de polos de planos de fraturas de abertura milimétrica e espaçamento centimétrico nas rochas do CMG. Retângulos pretos = fraturas preenchidas por quartzo, retângulos vermelhos = fraturas não preenchidas. Os mergulhos são subverticais entre 38° e 85°. N = 12. (B) Estereograma de grandes círculos dos planos de fratura da figura A. Traços pretos = Fraturas preenchidas, traços vermelhos = fraturas não preenchidas.

As relações de campo entre as unidades máfica, ultramáfica e transicional do CMG são definidas em escala métrica de afloramento, através de intercalações não gradacionais de camadas subhorizontais da unidade ultramáfica com rochas da unidade máfica (Fig. 22) ou através de intercalações regionais (100 – 250 m) sub-horizontais entre três unidades, reconhecidas pela distância e pela diferença de cota entre os afloramentos (Figs. 23A e 23B).



Figura 22 - (A) Afloramento de matacões e blocos no ponto MS – 18 de gabros da FEFM a média da unidade máfica do CMG. (B) Detalhe na camada de cerca de 15 cm de peridotito da UUM intercalado com os gabros. (C) Afloramento de matacão no ponto MS - 21 de gabro da FEFM da unidade máfica. (D) Camada de cerca de 1,5 m de peridotito equigranular fino intercalado com os gabros. Fotos: Ruy Paulo Philipp.

A integração dos dados de campo e petrografia com os dados preliminares obtidos na etapa de revisão bibliográfica associados com a definição de domínios litoestruturais/aerofotogeológicos permitiram, a separação faciológica do Complexo Mata Grande e a identificação dos seus contatos com as rochas encaixantes em uma escala mais detalhada. Este detalhamento permitiu a confecção de um mapa geológico na escala

1:24.000 para a região de Mata Grande (Apêndice A), na qual foram revisados 44 pontos descritos por UFRGS (1997) acrescidos por 33 pontos descritos na etapa de campo pelo autor e pelo orientador.

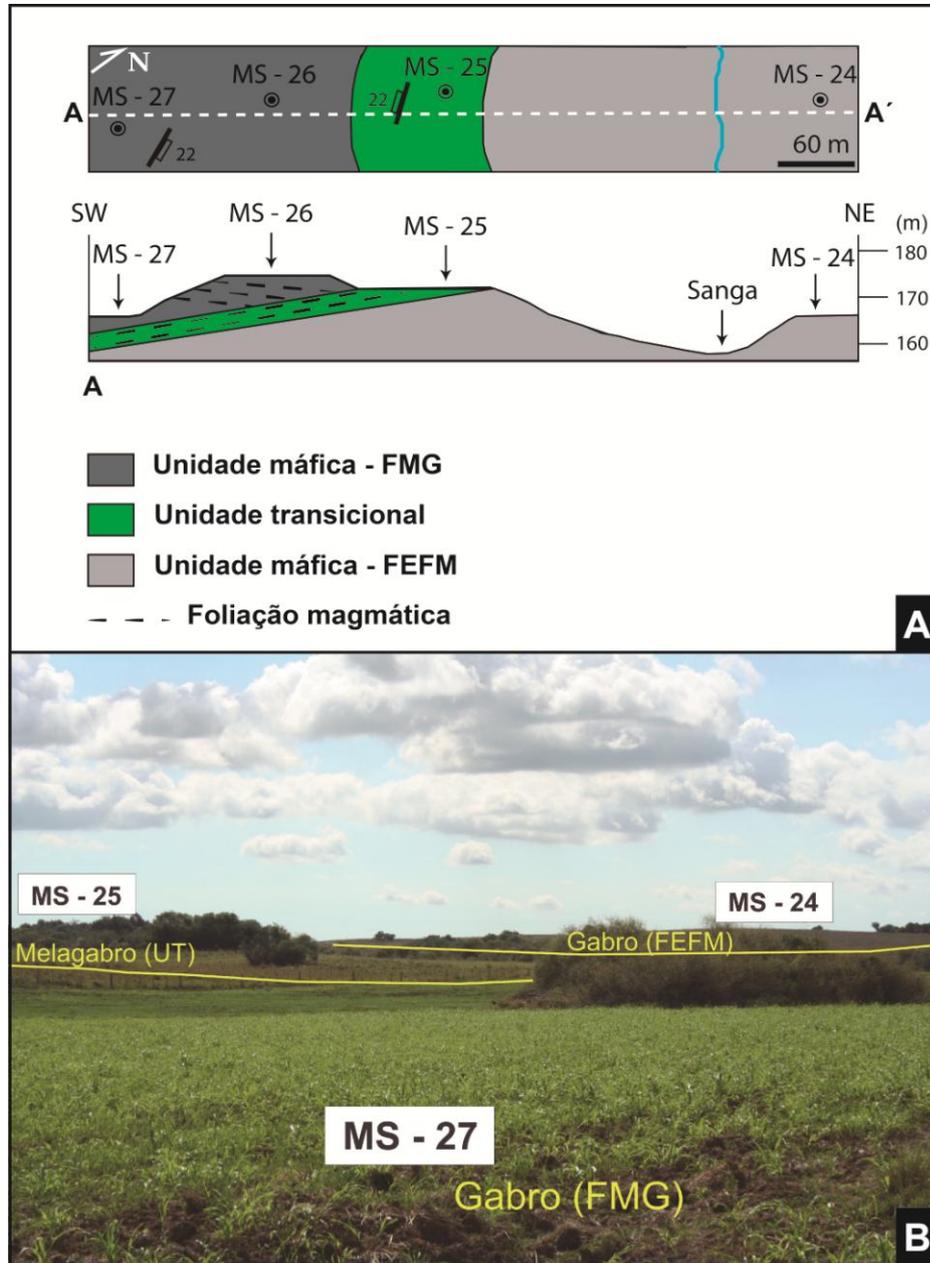


Figura 23 – (A) Croqui da intercalação métrica em escala de afloramento das unidades do CMG. Acima, vista em planta da geologia, estruturas de foliação ígnea e disposição dos pontos MS -24, MS – 25, MS – 26 e MS – 27. Abaixo, seção A – A´ de direção SW-NE com a disposição vertical geológica e estrutural dos pontos. (B) Vista geral da intercalação métrica em escala de afloramento das unidades do CMG. Vista para NNE a partir do ponto MS - 27. (Foto: Ruy Paulo Philipp).

## 7 PETROGRAFIA

A petrografia das unidades do CMG foi realizada através da descrição de 14 lâminas delgadas e 01 seção polida. Foram selecionadas as amostras mais representativas em relação à faciologia, às estruturas presentes e à variação composicional da intrusão que foram preliminarmente conferidas na etapa de campo. As estimativas modais foram executadas visualmente e o teor de An dos plagioclásios das amostras foi medido através das técnicas de macla simples e dupla-macla. A utilização dos termos “tamanho médio” ou “ângulo médio” é referida à mediana das grandezas, tendo em vista o valor de maior ocorrência. As abreviaturas dos nomes de minerais feitas nas fotomicrografias seguem o roteiro proposto por Whitney & Evans (2010).

### 7.1 UNIDADE ULTRAMÁFICA – PERIDOTITOS

A UUM compreende rochas ultramáficas com diferentes graus de serpentinização e alteração hidrotermal (Fig. 24). As rochas cujos minerais ígneos primários estão bem preservados não indicam uma variação significativa no teor de olivina e plagioclásio, sendo a sua classificação controlada pela quantidade de hornblenda, clinopiroxênio e ortopiroxênio. Estas são mesocumulatos e heteroadcumulatos de textura inequigranular fina a média com o tamanho dos minerais essenciais entre 0,3 mm e 1 cm, cuja composição é de hornblenda wehrlitos e lherzolitos. Os ultramafitos podem ser maciços ou com a olivina incipientemente orientada.

O conteúdo de olivina nestas rochas é de cerca de 50%, e ela está presente como fase cúmulus, com forma globular subédrica e prismática euédrica. O seu tamanho varia entre 0,2 mm e 5 mm com tamanho médio de 1 mm, e sua ocorrência é como inclusão em *oikocristais* de anfibólio, ortopiroxênio e clinopiroxênio. As suas fraturas de expansão cortam os minerais circundantes e são preenchidas por serpentina, boulingita e/ou flogopita. O grau de serpentinização é muito variável, com olivinas pouco serpentinizadas e olivinas completamente substituídas por serpentina. As inclusões são de opacos globulares e prismáticos de cerca de 0,05 mm.

O plagioclásio é uma fase intercúmulus que é quantificada entre 5% e 7%, com tamanho entre 0,3 mm e 2,5 mm e tamanho médio de 1 mm e forma ameboide anédrica. Os teores de An estão em torno de An<sub>55</sub>. Os seus contatos com as olivinas possuem intenso fraturamento e sericitização e, localizadamente, são através de coroas de reação de clinopiroxênio. Suas inclusões são de opacos e olivina.

O ortopiroxênio (enstatita) perfaz de 1% a 5% dos peridotitos, com forma esquelética e amebóide anédrica no intercúmulus, tamanho entre 2,5 e 5 mm. É incolor e possui clivagem bem marcada à LN, e à LP sua cor de interferência é cinza claro, seu relevo é alto e a extinção paralela, raramente ondulante. As suas inclusões são de opacos globulares e prismáticos de 0,1 mm a 0,5 mm.

O clinopiroxênio é ameboide anédrico, ocorrendo no intercúmulus com tamanho de 4 mm a 8 mm e quantidades entre 4% e 7%. À LN é incolor, com clivagem tracejada bem marcada e à LP possui ângulo de extinção entre 25° e 40°. Alguns cristais apresentam coroa de reação de hornblenda, bem como lamelas de hornblenda dentro do cristal, originadas em um processo de transformação. Possui inclusões de olivina e opacos globulares (~ 0,2 mm).

A hornblenda perfaz de 5% a 7% do volume dos peridotitos da UUM, com tamanho entre 0,5 mm e 1 cm e tamanho médio de 4 mm. Sua forma é esquelética anédrica e o seu pleocroísmo varia do incolor ou amarelo claro ao castanho claro avermelhado. O ângulo de extinção médio é de 30°. As inclusões são minerais opacos globulares de 0,2 mm a 1 mm e flogopita (0,1 mm a 0,2 mm).

À medida que a olivina sofre um processo de hidratação e alteração, ocorre a cristalização de serpentina, em quantidades entre 17% e 20%, na forma de agregados fibro-lamelares, de cerca de 0,12 mm de espessura, que preenchem as fraturas da olivina em textura *mesh* e *hourglass*. Está associada à boulingita e a agregados de minerais opacos com tamanhos inferiores a 0,05 mm.

Os opacos primários cristalizaram-se em duas gerações e são prismáticos e globulares com tamanho entre 0,01 mm e 2 mm, ocorrem

como inclusões nos demais minerais ou como fase intercúmulus na forma de *schiller* nas flogopitas. Já os opacos secundários são agregados de minerais menores que 0,5 mm que ocorrem a partir do processo de serpentinização da olivina. As duas gerações de opacos possuem quantidade modal de 8% a 10%.

A flogopita ocorre em porcentagens entre 1% e 2%, com tamanho entre 0,4 mm e 1,5 mm, tamanho médio de 1 mm. Sua forma é lamelar anédrica e opticamente apresenta pleocroísmo do incolor ao castanho alarajado à LN e à LP, possui extinção paralela mosqueada.

A mica branca faz parte da paragênese de alteração hidrotermal e ocorre em quantidades muito baixas (< 1%) com tamanho entre 0,05 mm e 0,1 mm, preenchendo fraturas sobre os plagioclásios e associada à agregados de carbonato de 0,08 mm à 0,1 mm.

A ordem de cristalização estimada para estas rochas é: mineral opaco 1 → olivina → mineral opaco 2 + hornblenda + plagioclásio + ortopiroxênio + clinopiroxênio + flogopita → serpentina + boulingita + magnetita → mica branca + carbonato.

## 7.2 UNIDADE ULTRAMÁFICA – SERPENTINITOS

Neste grupo de rochas, as texturas magmáticas estão preservadas em estágios distintos, os minerais primários estão, em maior parte, metamorfizados ou alterados e, no lugar dos minerais intercúmulus há uma substituição para minerais opacos, anfibólios, talco e clorita, resultando em serpentinitos de textura média a grossa e talco serpentinitos ricos em magnetita, com estrutura maciça.

A serpentina, quantificada em torno de 50%, ocorre na forma de agregados fibro-lamelares de 0,02 mm a 0,1 mm de espessura ou como cristais de cerca de 5 mm. Quando a rocha ainda possui texturas ígneas preservadas, a serpentina está em textura *mesh*, substituindo as olivinas juntamente com boulingita e iddingsita e quando as texturas ígneas estão obliteradas, a disposição dos agregados gera texturas do tipo *interlocking*, e seus contatos são marcados, também, pela cristalização de agregados de

magnetita. Opticamente é incolor à LN e à LP possui cores de interferência do preto ao cinza claro e extinção paralela.

A olivina, quando preservada, é uma fase cúmulus com tamanho de 1 mm a 3 mm, com tamanho médio de 2 mm, com forma globular e prismática subédrica. As inclusões são de magnetita prismática de cerca de 0,3 mm. A quantidade modal de olivina preservada varia em torno dos 15%.

Os opacos são, geralmente, magnetitas prismáticas euédricas de 0,1 mm a 0,8 mm, inclusas nas olivinas ou na porção intergranular ou são de agregados de até 1,2 mm de cristais ameboides anédricos com cerca de 0,01 mm que se dispõem de acordo com os agregados de serpentina que podem também estar associados à clorita. As duas gerações somam 20% do volume das rochas.

O talco ocorre na forma de agregados fibro-radiais de cristais com tamanho médio de 0,5 mm. É incolor ou amarelo muito claro à LN, e à LP possui extinção mosqueada paralela. Pode ocorrer associado com cristais de serpentina e em quantidades em torno de 20%.

A clorita possui tamanhos de 0,2 mm a 0,6 mm, com tamanho médio de 0,3 mm, na forma de cristais lamelares subédricos a euédricos que ocorrem entre os cristais de olivina. À LN possui um pleocroísmo muito fraco do laranja muito claro ao verde claro. À LP possui extinção mosqueada paralela.

Os anfibólios possuem cerca de 0,2 mm e são cristais prismáticos subédricos e euédricos associados aos cristais de clorita. É incolor à LN e à LP possui ângulo de extinção médio de 7°.

O clinopiroxênio, que ocorre em pouca quantidade nas rochas com textura ígnea preservada, possui tamanhos de até 5 mm e formas prismáticas subédricas. É incolor à LN e apresenta *schiller* de minerais opacos nas clivagens e cores de interferência de terceira ordem com ângulo de extinção médio de 20°.

Em serpentinitos bastante alterados o carbonato (dolomita e/ou magnesita) ocorre disseminado na rocha na forma de agregados menores que 0,01 mm. É incolor à LN e à LP possui baixa birrefringência.

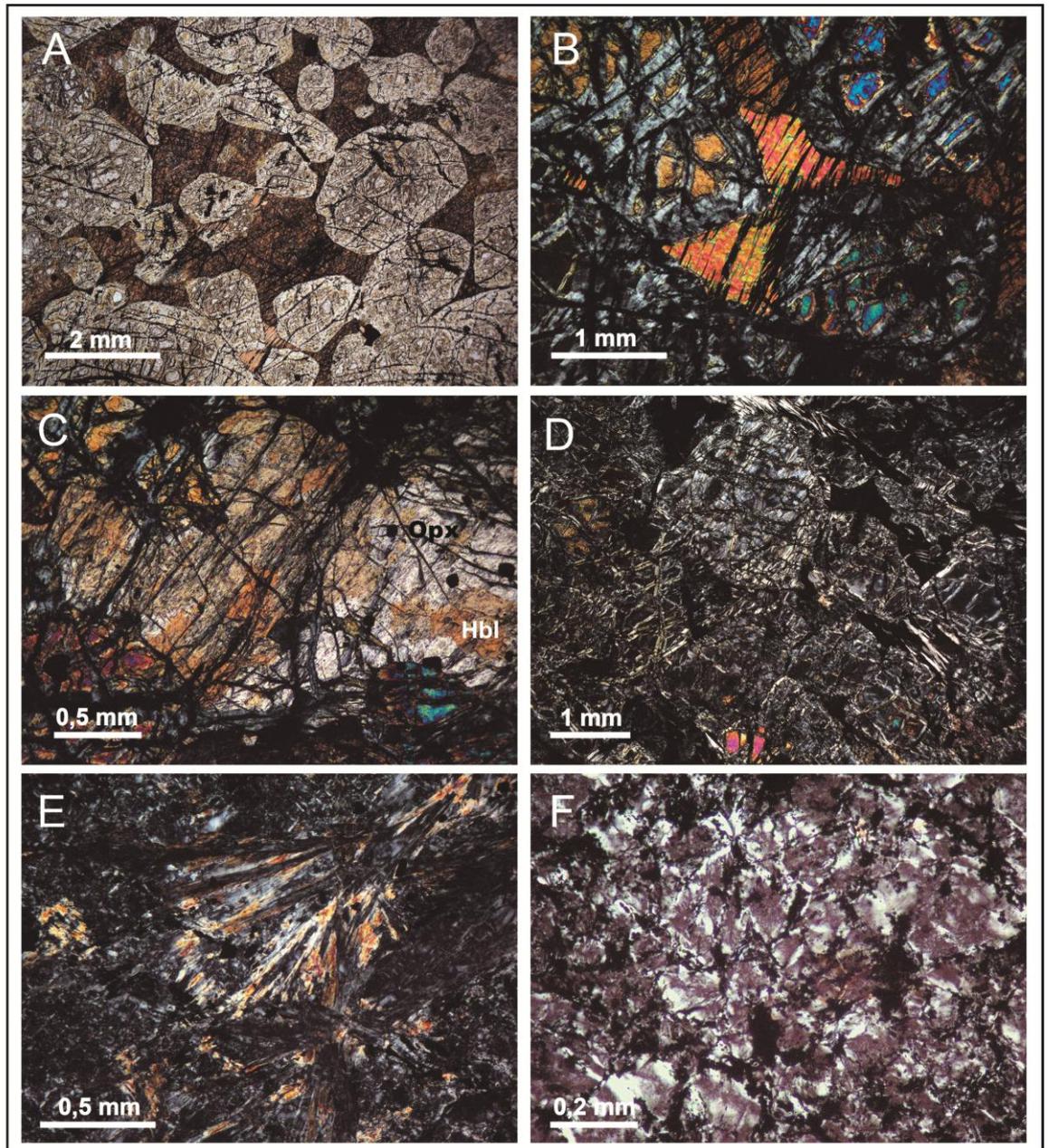


Figura 24 – Fotomicrografias das amostras da UUM. (A) Textura poiquilítica de olivina incluída em *oikocrystal* de hornblenda em peridotito (LN). (B) Flogopita intercúmulus em peridotito. (C) Cristal de ortopiroxênio transformado parcialmente para hornblenda marrom. (D) Textura pseudomórfica de serpentina substituindo olivina em serpentinito. (E) Agregados fibro-radiais de talco em serpentinito. (F) Textura *interlocking* das serpentinas em serpentinito.

### 7.3 UNIDADE TRANSICIONAL

A unidade transicional é composta por mesocumulatos com composição de olivina noritos e troctólitos equigranulares com granulometria média a grossa (2 mm e 3 mm) (Fig. 25). Estes possuem estrutura maciça ou foliação de forma dos plagioclásios, além de coroas de reação de ortopiroxênio, clinopiroxênio e hornblenda nos contatos entre plagioclásios e olivinas, juntamente com coroas de hornblenda nos piroxênios.

Nestas rochas, a quantidade de plagioclásio (cúmulus) varia entre 15 e 35%, prismático subédrico e anédrico ou ameboide anédrico com tamanho entre 0,5 mm e 5 mm e tamanho médio de 1,5 mm. O teor de An varia entre An<sub>50</sub> e An<sub>62</sub>. As inclusões nesta fase são de olivina, plagioclásios globulares primários, e opacos prismáticos de 0,1 mm a 0,4 mm.

A olivina perfaz entre 30 e 50% do volume destas rochas como mineral cúmulus e intercúmulus em tamanhos entre 0,6 mm e 4 mm, com tamanho médio de 2,5 mm. Sua forma é globular ou ameboide anédrica, sendo subordinadamente prismática. O grau de serpentinização é médio a muito alto, com cristalização de serpentina + magnetita ± iddingsita nas fraturas dos cristais. Como inclusões, as olivinas possuem minerais opacos globulares e prismáticos de 0,05 mm a 0,4 mm e, localizadamente, plagioclásios globulares.

O hiperstênio (quantidade de 5 a 10%) ocorre na forma esquelética anédrica, como coroa de reação ou como mineral intercúmulus, em tamanho médio de 2 mm. O pleocroísmo desta fase é do incolor ao rosa laranja claro, e o seu relevo é médio a alto, com cores de interferência do cinza claro ao amarelo claro, rosa e azul de segunda ordem com extinção paralela. As inclusões que ocorrem nos hiperstênios são de olivina, opacos prismáticos e plagioclásio.

O ortopiroxênio de menor quantidade (até 4%) é a enstatita. Esta fase possui forma ameboide anédrica e está no intercúmulus. O tamanho varia entre 1,5 mm e 3 mm, com tamanho médio de 2 mm. À LN é incolor e apresenta duas clivagens ortogonais bem marcadas, sendo uma delas caracteristicamente pontilhada. À LP, apresenta relevo alto e cores de

interferência de segunda e terceira ordem com extinção paralela. As inclusões são de plagioclásio (~ 0,1 mm).

O clinopiroxênio é incolor à LN, anédrico amebóide intercúmulus ou esqueletal como coroa de reação na olivina, com tamanho médio de 3 mm. Possui cores de interferência de terceira ordem e ângulo de extinção médio é de 45°. A quantidade média desta fase na UT é de 4% e as inclusões nela são de agregados de minerais opacos menores que 0,02 mm.

A hornblenda está presente em pequena quantidade (entre 1 e 2%) nas rochas da UT. Possui forma esqueletal anédrica, pleocroísmo do incolor ao castanho claro ou escuro e cores de interferência de segunda ordem, com ângulo de extinção médio de 40°. As inclusões nesta fase são minerais opacos amebóides e prismáticos de 0,02 mm a 0,1 mm.

Os opacos são prismáticos euédricos e subédricos (aciculares e amebóides subordinadamente) com tamanho entre 0,1 mm e 0,6 mm, ocorrendo como inclusões em todos os minerais e apresentam, localizadamente, coroa de reação de hornblenda. Podem ocorrer, também, como agregados de minerais menores que 0,01 mm que estão associados à alteração de olivina e piroxênios. A média da porcentagem em volume de minerais opacos na UT é de 8% a 9%.

A iddingsita apresenta pleocroísmo do amarelo ao castanho escuro e cores de interferência amarelo esverdeado, laranja e verde escuro. Possui forma de agregados fibro-lamelares de cerca de 0,04 mm e quantidade que varia de <1% a 4%.

A serpentina atinge quantidades de 6 a 8%, através da cristalização de agregados fibro-lamelares de 0,02 mm a 0,08 mm de espessura em textura *mesh* nas fraturas da olivina. Os agregados de serpentina apresentam textura do tipo *hourglass*.

Por meio da alteração dos plagioclásios, a mica branca ocorre na forma de agregados microgranulares de tamanho entre < 0,01 mm e 0,3 mm.

A ordem de cristalização dos minerais dos olivina noritos e troctolitos da UT é intimamente dependente da alternância entre olivina e plagioclásio

como componentes da fração cúmulus e pode ser descrita na seguinte ordem: mineral opaco → olivina 1 ± plagioclásio 1 → plagioclásio 2 ± olivina 2 → hiperstênio + enstatita + clinopiroxênio → hornblenda → serpentina + magnetita + iddingsita → mica branca.

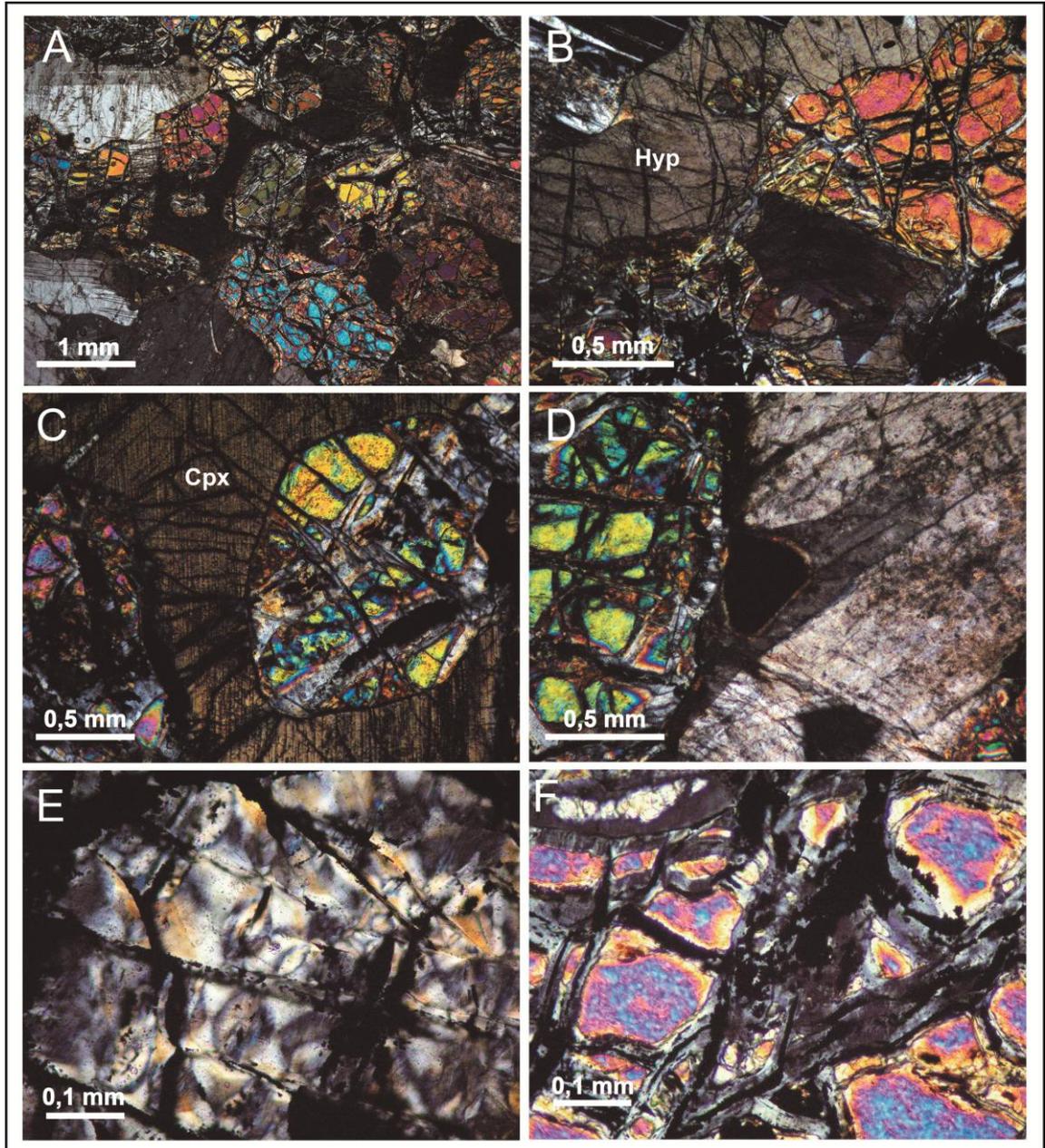


Figura 25 – Fotomicrografias das amostras da UT. (A) Textura cumulática geral das rochas da UT. (B) Coroa de hiperstênio em olivina. (C) Olivina inclusa em *oikocristal* de clinopiroxênio. (D) Cristal opaco com coroa de reação de hornblenda. (E) Textura *hourglass* nos agregados de serpentina. (F) Agregados de serpentina e cristais de magnetita preenchendo as fratura da olivina.

## 7.4 UNIDADE MÁFICA

### 7.4.1 *Fácies Equigranular Fina a Média*

Esta fácies é representada por adcumulatos e mesocumulatos cuja composição é de olivina gabros com hornblenda com tamanho médio dos cristais entre 0,5 mm e 3 mm e foliação de forma do plagioclásio, texturas do tipo cúmulus em plagioclásio e em olivina, além de texturas intercúmulus de ortopiroxênio, clinopiroxênio e hornblenda (Fig. 26).

O plagioclásio é o mineral mais abundante, compondo em torno de 50% do volume total das amostras, com forma prismática subédrica. O tamanho do seu maior eixo varia de 0,2 mm a 3 mm e tamanho médio de 1,5 mm. O teor de An varia entre An<sub>60</sub> e An<sub>70</sub> e alguns cristais apresentam zonação incipiente. Nestes contatos também é comum a presença de microfraturas radiais com abertura submicrométrica e espaçamento irregular pouco a muito apertado, que podem ser preenchidas por serpentina e mica branca. As inclusões nos plagioclásios são essencialmente de opacos globulares.

A olivina perfaz cerca de 15% do volume das amostras e é incolor, intensamente fraturada, com forma anédrica ameboide e tamanho variando entre 0,1 mm e 2,5 mm. As inclusões são de plagioclásio prismático e opacos globulares a prismáticos. O processo de serpentinização que ocorre nas olivinas é de baixo a alto grau.

O clinopiroxênio ocorre em quantidades que variam em torno dos 10%, como mineral intercúmulus ou como coroa de reação na olivina. Sua forma é ameboide anédrica e seu tamanho varia entre 3 mm e 5 mm. Opticamente, é um mineral incolor à LN, com clivagem muito bem marcada, tracejada e com *schiller* de minerais opacos. À LP, apresenta cores de interferência de terceira ordem, com ângulo de extinção entre 20° e 50° e ângulo médio de 30.

O ortopiroxênio ocorre em quantidades de cerca de 6%, com forma esquelética anédrica como coroa de reação da olivina e tamanho médio de 2,5 mm. À LN apresenta um leve pleocroísmo do incolor ao laranja claro e à LP a cor de interferência é cinza claro, seu relevo é médio e a extinção é

paralela. Estas características ópticas são diagnósticas de hiperstênio. As inclusões são de olivina, plagioclásio e opacos.

A hornblenda é um mineral com quantidade em torno de 8%, tamanho entre 0,8 mm e 2,5 mm e tamanho médio de 1,5 mm. Sua forma é esqueletal anédrica, devido ao fato da sua ocorrência como coroa de reação em olivina e piroxênios. Opticamente apresenta pleocroísmo de castanho claro ao castanho escuro à LN, cores de interferência de segunda ordem à LP e ângulo de extinção médio de 15°. As inclusões são de minerais opacos prismáticos com tamanho médio de 0,1 mm.

Os minerais opacos possuem forma prismática e tamanho entre 0,02 mm e 0,4 mm, ocorrendo como inclusão de plagioclásio e apresentando, localmente, coroa de reação de hornblenda. Quando são produtos de alteração da olivina, são agregados de minerais globulares menores que 0,01 mm. A quantidade média destes minerais nesta fácies é de 3%.

A serpentina é um mineral de alteração das olivinas e geralmente transiciona para a boulingita (agregado de serpentina e clorita), ocorrendo em textura *mesh* na forma de agregados reticulados fibro-lamelares de espessura menor que 0,05 mm. Sua quantidade nas amostras varia em torno dos 2%.

A mica branca está presente na rocha na forma de agregados de cristais lamelares menores que 0,05 mm como mineral de alteração dos plagioclásios. A quantidade média de mica branca é de 1%.

A ordem de cristalização para as amostras desta fácies é: mineral opaco 1 → plagioclásio 1 + mineral opaco 2 → olivina + plagioclásio 2 → ortopiroxênio → clinopiroxênio → hornblenda → serpentina + boulingita + magnetita → mica branca.

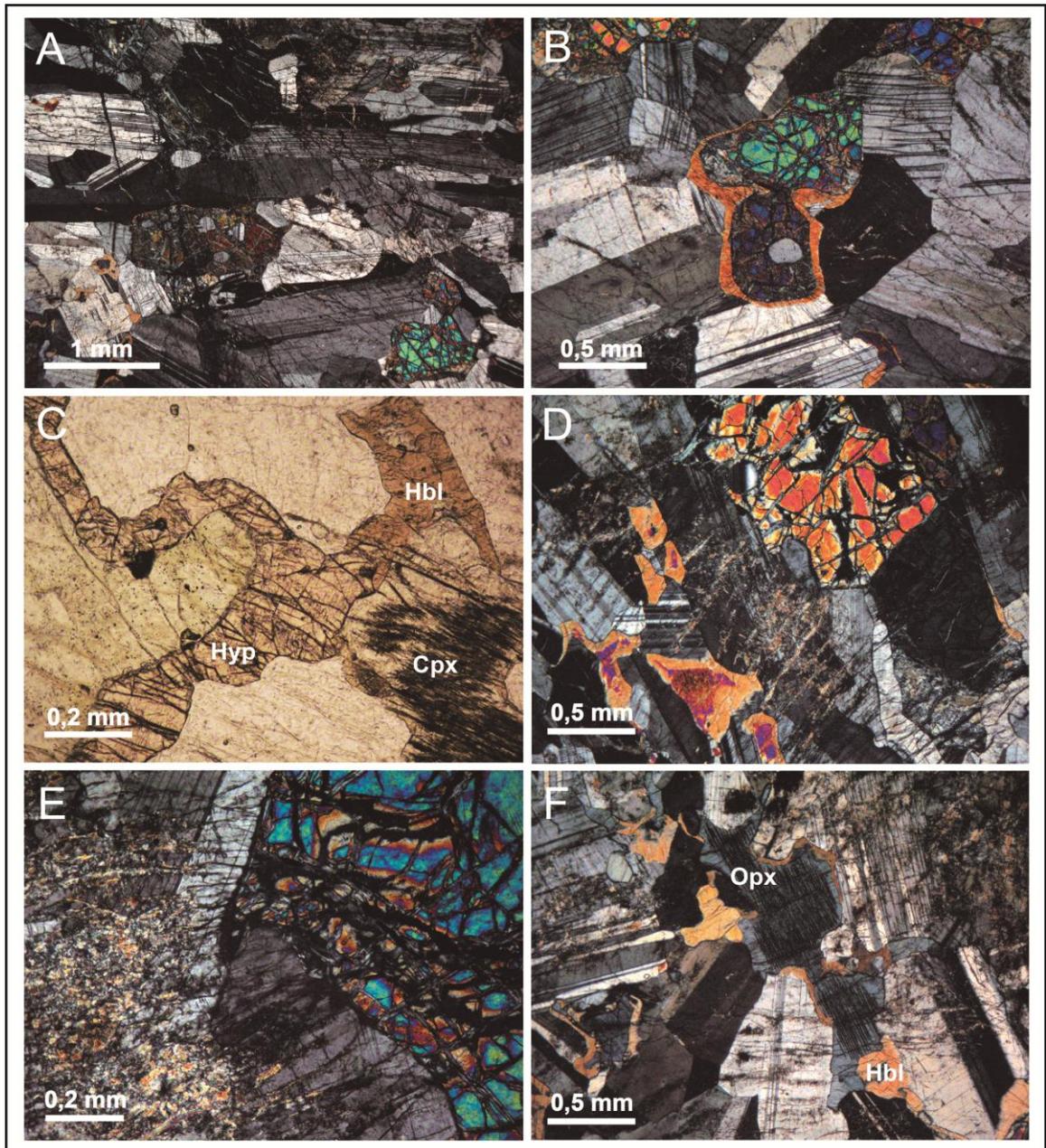


Figura 26 – Fotomicrografias da FEFM. (A) Foliação de forma dos plagioclásios e textura adcumulática. (B) Textura coronítica de hornblenda em olivinas com inclusão de plagioclásio. (C) Coroa de hiperstênio com clinopiroxênio e hornblenda intercúmulus (LN). (D) Olivina cúmulus com inclusão de plagioclásio, clinopiroxênio com coroa de hornblenda e hiperstênio intercúmulus (LP). (E) Detalhe nas fraturas de expansão da olivina favorecendo a sericitização do plagioclásio. (F) Ortopiroxênio intercúmulus com porções transformadas para hornblenda.

#### 7.4.2 *Fácies Equigranular Média a Grossa*

Esta fácies é composta por adcumulatos e mesocumlatos com composição de olivina gabronoritos com hornblenda, hornblenda-olivina noritos e metagabros com textura equigranular média ou equigranular média a grossa, granulometria dos minerais essenciais entre 2,5 mm e 3,5 mm e com foliação de forma dos plagioclásios e coroas de reação nas olivinas e piroxênios (Fig. 27).

O plagioclásio ocorre com abundância modal entre 40% e 55%, como mineral cúmulus na forma ripiforme prismática subédrica (0,4 mm a 1 cm), como mineral intercúmulus na forma ameboide (~ 0,5 mm) ou como inclusão em olivina e piroxênios na forma globular ou prismática (0,15 mm a 0,6 mm). O teor de An varia entre An<sub>40</sub> e An<sub>70</sub>. No geral, as fraturas de expansão da olivina são pouco expressivas, devido ao baixo grau de serpentinização. As inclusões são de magnetita prismática (~ 0,6) com coroa de reação, e olivina globular (~ 0,5 mm).

A olivina é uma fase intercúmulus (15% a 20% em volume), geralmente com forma ameboide anédrica e alongada anédrica. O tamanho varia entre 0,5 mm e 5,2 mm, com tamanho médio de 2,5 mm. O grau de serpentinização é baixo a médio e as inclusões são de plagioclásio (~ 0,4 mm), que localizadamente estão em textura poiquilítica, opacos globulares à prismáticos (~ 0,1 mm) e localizadamente de piroxênio.

O ortopiroxênio (enstatita) ocorre em quantidade de cerca de 13%, como mineral intercúmulus com forma ameboide e esqueletal. O tamanho varia entre 1,2 mm e 3 mm, com tamanho médio de 2,5 mm. Opticamente é incolor, com uma ou duas clivagens bem marcadas, sendo uma delas tracejada. Possui alto relevo, cores de segunda e terceira ordem, com extinção paralela. Nas suas bordas está transformado irregularmente para anfibólio. Possui inclusões de opacos globulares anédricos à prismáticos (~ 0,02 mm), olivina (~ 0,7 mm) e plagioclásio globular (~ 0,3 mm) e prismático (~ 1 mm).

O hiperstênio ocorre em quantidades modais entre 8% e 14%, anédrico esqueletal no intercúmulus ou como coroa de reação na olivina e

com tamanho de 2,4 mm a 1,5 cm, tamanho médio de 3 mm. À LN apresenta um fraco pleocroísmo do incolor ao rosa alaranjado e clivagem localizadamente bem marcada, finamente tracejada. À LP seu relevo é médio, as cores de interferência de primeira ordem e, localizadamente azul de terceira ordem, com extinção paralela. Possui inclusões de olivina, magnetita prismática (~ 0,2 mm) e subordinadamente plagioclásios prismático (~ 0,5 mm).

O clinopiroxênio está presente em quantidades entre 5% e 14% e é esquelético anédrico intercúmulus ou como coroa de reação na olivina. É incolor, com clivagem bem marcada, preenchida por minerais opacos (*schiller*). As cores de interferência são de segunda e terceira ordem e o ângulo de extinção varia entre 23° e 65°, com ângulo médio de 60°. As inclusões são de olivina, plagioclásio (~ 0,15 mm) e opacos (< 0,01 mm).

A hornblenda é esquelética anédrica em quantidade em torno de 10%. O tamanho varia entre 1,5 mm e 1 cm, com tamanho médio de 5 mm. Possui pleocroísmo do castanho claro ao castanho escuro e clivagens bem marcadas. À LP as cores de interferência são de terceira ordem, com ângulo de extinção variando entre 15° e 50° e ângulo médio de 30°. As inclusões são de magnetita globular (~ 0,02 mm), plagioclásio e olivina.

Os opacos são globulares a prismáticos (~ 0,08 mm) e ocorrem como inclusão no plagioclásio cúmulus ou são agregados de minerais menores que 0,01 mm que ocorrem associados à serpentinização das olivinas. A quantidade total varia em torno de 2%.

A serpentina perfaz no máximo 2% da mineralogia e ocorre como agregados de espessura menor ou igual a 0,05 mm nas fraturas da olivina associados à iddingsita.

A mica branca está presente na forma de agregados de cerca de 0,05 mm e sua quantidade é inferior a 1%.

A ordem de cristalização proposta é: mineral opaco 1 + plagioclásio ± olivina → ortopiroxênio + clinopiroxênio + hornblenda → serpentina + iddingsita + magnetita → mica branca.

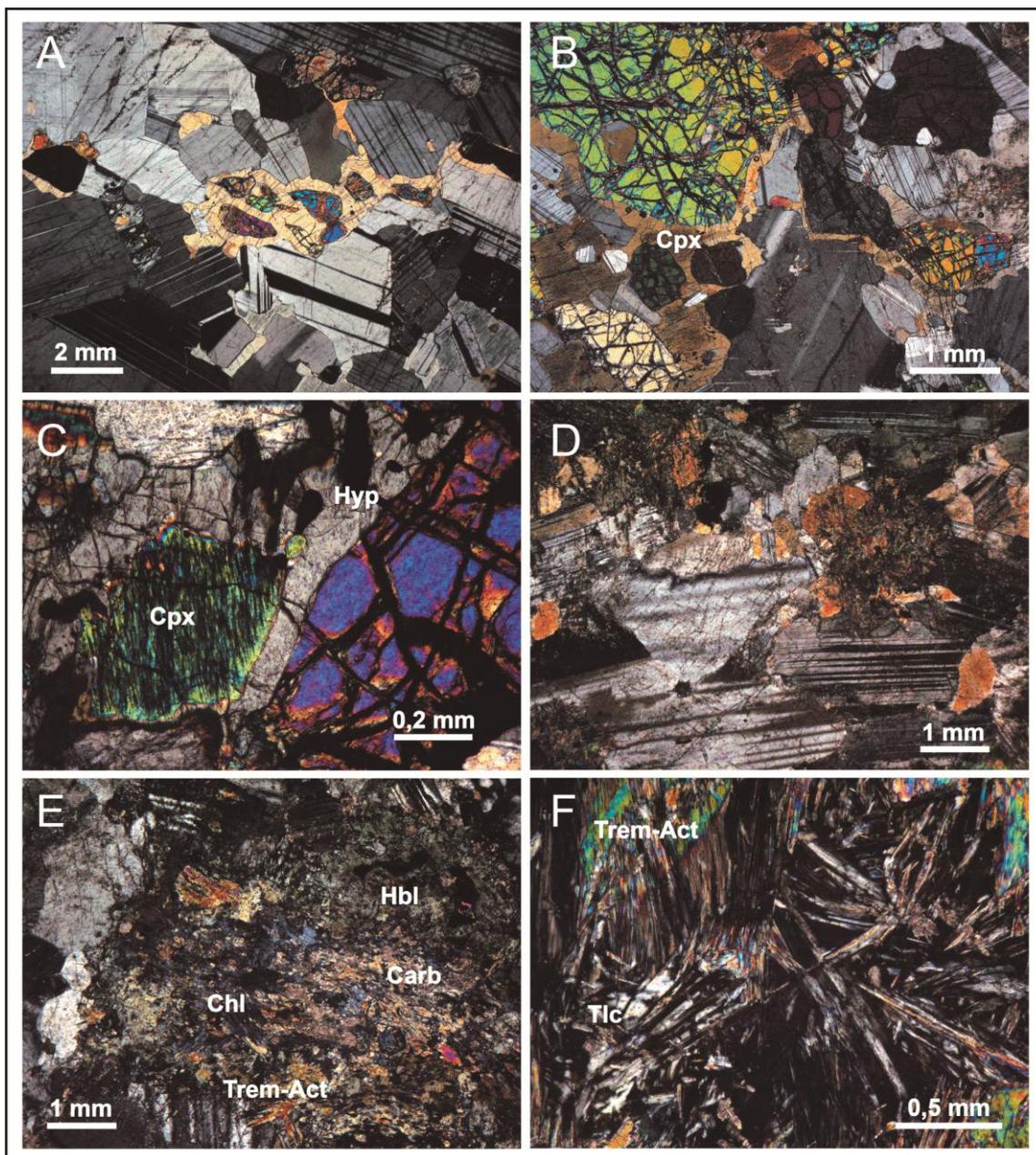


Figura 27 – Fotomicrografias das amostras da FEMG. (A) Textura adcumulática em gabronorito com olivina intergranular e coroa de ortopiroxênio. (B) Textura cumulática de plagioclásio e olivina com coroas de reação de orto e clinopiroxênio. (C) Detalhe em olivina e clinopiroxênio com coroa de ortopiroxênio em gabronorito. (D) Textura adcumulática em metagabro. (E) Associação de minerais metamórficos e de alteração hidrotermal em metagabro. (F) Agregados fibroradiais de tremolita-actinolita e talco.

#### 7.4.3 *Fácies Equigranular Média a Grossa – Metagabros*

Os metagabros desta fácies possuem as mesmas características magmáticas (tamanho de grão, textura e estrutura dos plagioclásios) dos mafitos não metamorfizados. O metamorfismo de contato resulta em uma paragênese composta por anfibólios do grupo da tremolita-actinolita, clorita, hornblenda verde. Ainda é observada a presença de talco e carbonato, acompanhada por uma disseminação de pirita e calcopirita (Fig. 28).

A tremolita-actinolita ocorre em quantidades em torno dos 12%, na forma de agregados radiais de cristais tabulares alongados subédricos a euédricos de tamanho médio de 0,4 mm. À LN possui pleocroísmo do incolor ao verde claro e à LP, cores de interferência de segunda ordem com extinção oblíqua e ângulo de extinção variando entre 15° e 20°, com ângulo médio de 15°.

A clorita (~ 10%) está presente na forma de agregados de cristais lamelares subédricos de cerca de 0,5 mm. À LN possui um pleocroísmo muito fraco do marrom claro avermelhado ao verde claro ou do incolor ao verde claro. À LP possui cores de interferência verde claro e amarelo escuro ou azul-berlim com extinção paralela.

A hornblenda (~ 5%) ocorre intergranular nos plagioclásios ou em agregados. Quando intergranular possui tamanho médio de 5 mm e quando ocorre em agregados, os cristais são de 0,1 mm a 0,6 mm intimamente associados com sulfetos. À LN possui pleocroísmo do verde claro ao verde escuro, por vezes com núcleos ou outras porções com pleocroísmo do verde ao castanho escuro. À LP possui cores de interferência de segunda ordem, com ângulo de extinção variando entre 15° e 25°.

O talco está na forma de cristais lamelares de cerca de 0,5 mm, incolores à LN, e com cores de interferência de terceira ordem com extinção mosqueada paralela. Sua quantidade está em torno dos 10%.

O carbonato (~ 3%) ocorre na forma de agregados de cerca de 3 mm x 3 mm de cristais de dolomita (ou magnesita) ameboides anédricos ou alongados com xenomorfismo das cloritas e anfibólios. Os cristais possuem baixa birrefringência.

Para a descrição da seção polida de um metagabro, foi realizada, simultaneamente a descrição da mesma amostra em microscópio de luz transmitida. Na seção polida identificam-se, predominantemente cristais prismáticos subédricos e euédricos (0,2 mm – 0,6 mm) de pirita, cristais ameboides anédricos de calcopirita e pirita+calcopirita (0,4 mm) que estão associados, de uma forma geral, com cristais de hornblenda ou disseminados como inclusões nos plagioclásios, perfazendo cerca de 5% da rocha.

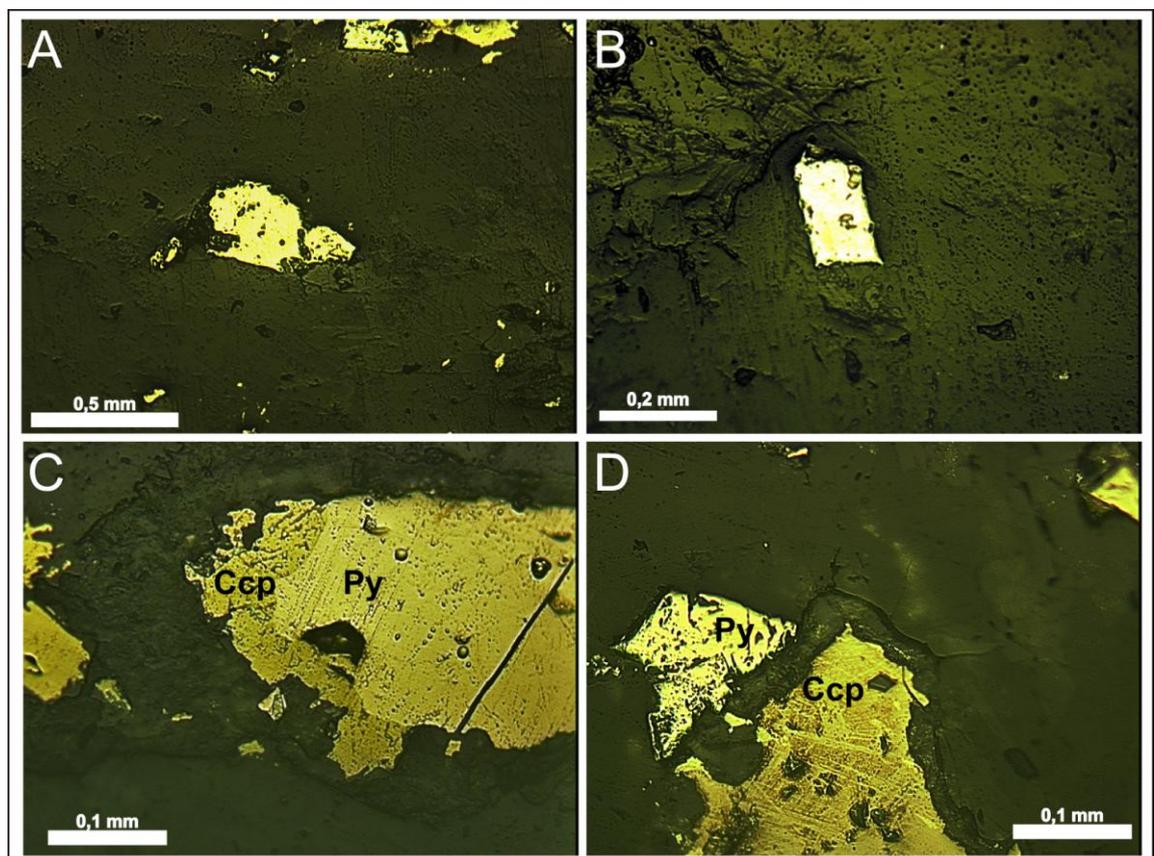


Figura 28 - Minerais metálicos em seção polida da amostra MS - 01C. (A) Cristal prismático subédrico de pirita incluído em plagioclásio. (B) Cristal de pirita prismática euédrica incluído em hornblenda. (C) Cristais ameboides anédricos de pirita+calcopirita associados com minerais da paragênese metamórfica. (D) Cristal prismático subédrico de pirita (e) e cristal anédrico de calcopirita (d) com inclusão de anfibólio.

#### 7.4.4 Fácies Heterogranular Muito Grossa

As rochas da FMG são metagabros de textura heterogranular grossa a muito grossa e estrutura maciça, subordinadamente com foliação de forma dos plagioclásios (Fig. 29). Estas rochas apresentam dois tipos de paragênese: ígnea, metamórfica e de alteração hidrotermal. A paragênese ígnea é representada por plagioclásio cúmulus e intercúmulus, além de clinopiroxênio. A paragênese associada ao metamorfismo de contato substitui parcial a completamente os minerais ígneos máficos por anfibólios do grupo da tremolita-actinolita, clorita e clorita+flogopita; além de alterar os plagioclásios e minerais máficos para carbonato+quartzo e mica branca.

Os plagioclásios são cristais prismáticos ripiformes subédricos, raramente anédricos de tamanho do maior eixo entre 0,1 mm a 1 cm e tamanhos médios de 3 mm a 7 mm. Petrograficamente apresentam localizadamente zonação assimétrica, maclas em cunha e *kink bands*. O teor de An destes plagioclásios varia entre An<sub>50</sub> e An<sub>92</sub>. Os minerais metamórficos penetram nos seus planos de clivagem {001} e {010}.

O clinopiroxênio é prismático anédrico com cerca de 1,5 cm e apresenta, à LN, um leve pleocroísmo que varia do incolor ao castanho claro. À LP, seu relevo é médio e as cores de interferência são de terceira ordem, com um ângulo de extinção médio de 65°. Esta fase pode estar corroída e gradativamente metamorfizada para tremolita, tremolita-actinolita e clorita, além de estar alterada para carbonato+quartzo.

Os anfibólios da paragênese metamórfica são do grupo da tremolita-actinolita. Estes minerais são cristais prismáticos euédricos e ocorrem em agregados fibro-radiais e fibro-colunares de 2 a 6 mm e o tamanho do seu maior eixo varia de 0,5 mm a 6 mm. À LN, a cor dos anfibólios varia de incolor (tremolita) à pleocróica (tremolita-actinolita), com pleocroísmo do incolor ao verde claro. As cores de interferência são de segunda e terceira ordem, com extinção oblíqua cujo ângulo varia entre 7° e 10°, com ângulo médio de 10°.

A clorita ocorre na forma de agregados fibro-lamelares de até 1 cm associados com os agregados de anfibólios. Os cristais são lamelares

euédricos de 0,2 mm a 2,5 mm e tamanho médio de 1 mm. Possuem um fraco pleocroísmo do incolor ao verde claro à LN. À LP, as cores de interferência são de primeira ordem, com extinção mosqueada paralela à semi-paralela.

A flogopita possui tamanho entre 0,1 e 0,6 mm, com forma lamelar euédrica. À LN apresenta pleocroísmo do marrom claro avermelhado ao marrom escuro avermelhado e à LP as cores de interferência são de segunda ordem com extinção mosqueada paralela.

Os minerais opacos da rocha variam em granulometria de 0,01 mm a 0,8 mm e são prismáticos subédricos, aciculares, globulares ou ameboides anédricos. Estes minerais estão geralmente inclusos nos anfibólios e nos plagioclásios.

A paragênese de alteração hidrotermal é caracterizada por agregados de 0,6 mm a 8 mm de cristais de carbonato menores que 0,01 mm que fazem contatos corrosivos com os anfibólios e clinopiroxênios e estão associados a cristais de quartzo ameboides anédricos corroídos com cerca de 0,05 mm.

Os metagabros da FMG são, variavelmente, intrudidos por microdioritos equigranulares alotriomórficos de estrutura maciça, com granulometria muito fina a fina e tamanho médio dos cristais em torno de 0,5 mm. Estes microdioritos são constituídos de plagioclásio+hornblenda, flogopita, opacos e, localizadamente, pirita, além de estarem metamorfizados e alterados para carbonato+quartzo.

Os plagioclásios são anédricos ameboides com tamanho entre 0,07 mm e 0,6 mm e tamanho médio de 0,2 mm. Apresentam macla da albita e estão constantemente zonados ou com extinção ondulante, localizadamente com *kink bands*. As inclusões são de hornblenda (~ 0,05 mm) e opacos globulares (~ 0,01 mm).

A hornblenda é anédrica, com tamanho entre 0,1 mm e 0,6 mm, com tamanho médio de 0,4 mm. À LN, o pleocroísmo varia de castanho claro ao verde oliva e à LP as cores de interferência são de segunda ordem com ângulo de extinção médio de 20°. As inclusões nas hornblendas são de opacos de 0,01 mm até 0,2 mm e plagioclásios de cerca de 0,05 mm. Nas

bordas, apresenta cristais menores que 0,01 mm de anfibólios aciculares, provavelmente do grupo da tremolita-actinolita.

Destaca-se, também uma quantidade muito pequena de quartzo com cerca de 0,08 mm, anédrico ameboide com extinção ondulante, associada aos minerais principais da rocha.

A flogopita é lamelar anédrica, com tamanho médio de 0,1 mm e possui um pleocroísmo do castanho claro ao castanho escuro, fazendo contatos serrilhados com os plagioclásios e anfibólios. Suas inclusões são de opacos menores que 0,05 mm.

O carbonato altera os plagioclásios e anfibólios, na forma de agregados de 0,2 mm associados à uma quantidade muito pequena de clorita. Os minerais opacos possuem tamanho entre 0,05 mm e 0,4 mm e são anédricos ameboides, localizadamente subédricos prismáticos e, por vezes aciculares.

. A ordem de cristalização tende a ser variada, mas geralmente pode ser representada pela seguinte sequência: mineral opaco 1 → plagioclásio + hornblenda + quartzo + magnetita → flogopita → clorita + carbonato.

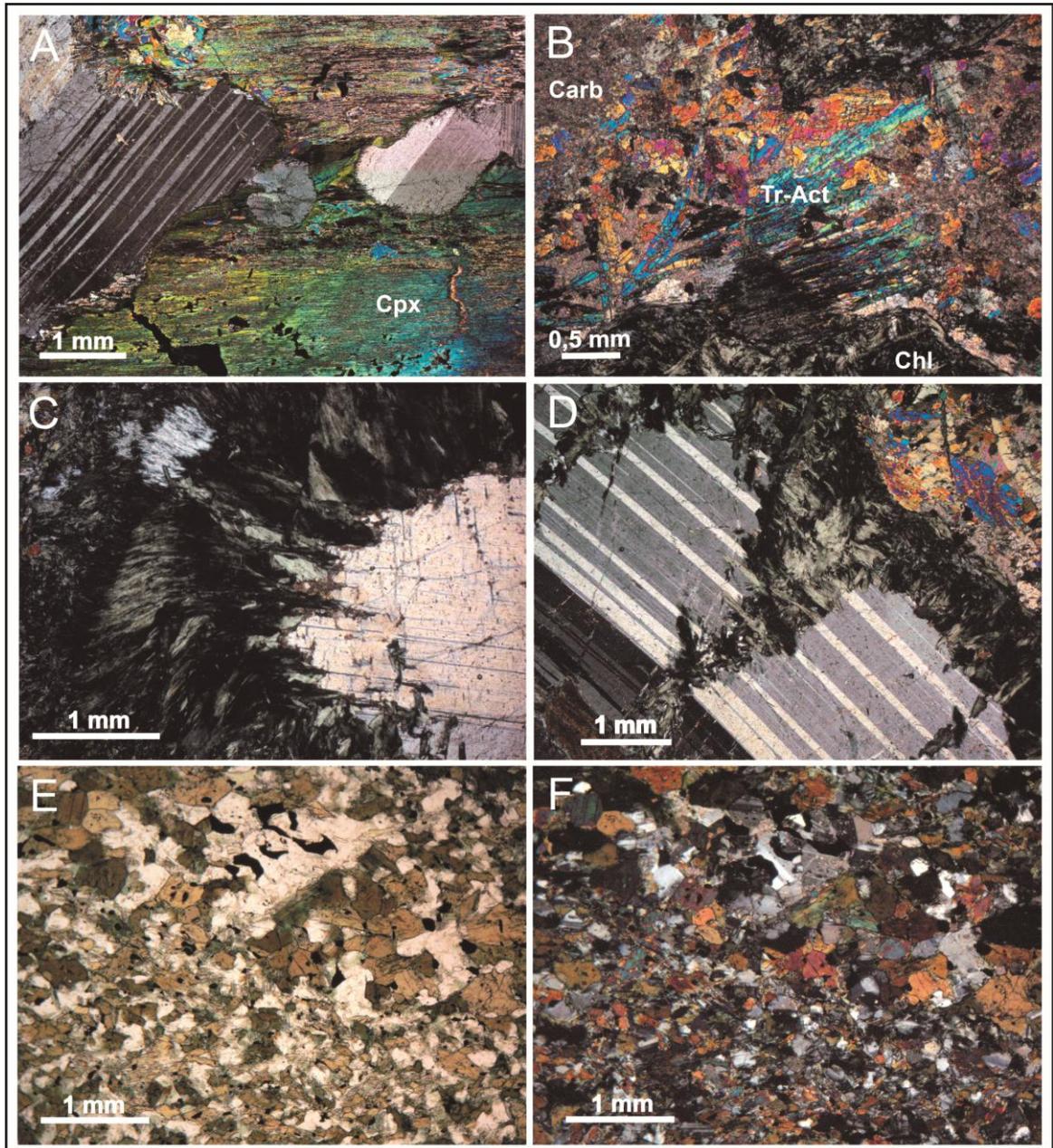


Figura 29 – Fotomicrografias da FMG. (A) Plagioclásio em textura ofítica/subofítica em clinopiroxênio. (B) Paragênese metamórfica da FMG. (C) Franjas de clorita em torno de plagioclásio. (D) Clorita penetrando na clivagem do plagioclásio. (E) Textura microgranular dos microdioritos com hornblenda verde, LN. (F) Textura microgranular dos microdioritos, LP.

## 8 GEOQUÍMICA

Para determinar as características geoquímicas em rocha total das unidades do CMG, foram analisadas 24 amostras representativas para elementos maiores, traços e terras raras de acordo com a metodologia já descrita no capítulo 5. Os resultados adquiridos estão representados na tabela 1, que consta nos anexos da monografia e sumarizados abaixo.

A partir dos teores de elementos maiores e traços, foi possível identificar diferentes características das unidades do CMG em relação aos elementos maiores. As rochas máficas da Unidade Máfica, que compõem a FEFM e a FEMG apresentam conteúdo de  $\text{SiO}_2$  entre 44,3 wt.% e 47,77 wt.% combinado com alto teor de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (18,55 - 25,04 wt.%) e Sr (309,4 – 977,4 ppm), e porcentagens variáveis de MgO (6,53 - 13,79 wt.%),  $\text{FeO}_T$  (4,10 - 7,89 wt.%),  $\text{TiO}_2$  (0,12 - 0,93 wt.%), MnO (0,06 - 0,8 wt.%), com CaO (9,26 - 12,51%),  $\text{Na}_2\text{O}$  (1,63 - 3,07 wt.%),  $\text{K}_2\text{O}$  (0,11 - 0,43 wt.%),  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (0,037 – 0,068 wt.%) e Ni (89,7 – 388,5 ppm), Co (27,8 – 58,6 ppm) e Cu (35,5 – 60,8 ppm). A FMG, que é composta essencialmente por metagabros, caracteriza-se por teores mais altos de  $\text{SiO}_2$  (48,28 - 51,33 wt.%) e um sutil empobrecimento dos teores de MgO (6,93 - 9,79 wt.%) em relação às outras rochas máficas desta unidade.

Dentre as amostras da UM, destacam-se as amostras de microdioritos, devido aos altos teores de  $\text{TiO}_2$  (2,08 – 2,16 wt.%), Ba (237 – 813 ppm), Zr (93,1 – 222,6 ppm), Y (23,8 – 25,5 ppm) e V (170 – 223 ppm). Os teores de  $\text{SiO}_2$  variam em torno de 45,85 e 50,66 wt.%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (15,46 – 15,94 wt.%),  $\text{FeO}_T$  (10,34 – 12,10 wt.%), MgO (6,03 – 8,30 wt.%), CaO (6,75 – 8,99 wt.%),  $\text{Na}_2\text{O}$  (2,98 – 3,61 wt.%),  $\text{K}_2\text{O}$  (0,47 – 1,82 wt.%) e  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (0,025 – 0,026 wt.%).

A Unidade Transicional é composta por rochas ultrabásicas que contém teores de  $\text{SiO}_2$  (39,21 - 41,69 wt.%), MnO (0,13 – 0,15 wt.%) e, em relação às amostras da UM, com maior quantidade de MgO (19,86 – 27,09 wt.%),  $\text{FeO}_T$  (10,80 – 10,94 wt.%),  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (0,074 – 0,183 wt.%) Ni (618,6 – 920,2 ppm), Co (104, 9 – 108, 3 ppm) e Cu (111,7 – 120,9 ppm), e menor

quantidade de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (8,55 – 12,94 wt.%),  $\text{CaO}$  (4,49 – 5,82 wt.%),  $\text{Na}_2\text{O}$  (0,58 – 1,57 wt.%) e  $\text{K}_2\text{O}$  (0,05 – 0,07 wt.%).

As amostras da Unidade Ultramáfica são ultrabásicas com  $\text{SiO}_2$  (39,21 – 41,69 wt.%),  $\text{MgO}$  (30,99 – 31,49 wt.%),  $\text{FeO}_T$  (12,14 – 12,45 wt.%),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (4,92 – 5,56 wt.%),  $\text{CaO}$  (2,72 – 2,87 wt.%),  $\text{Na}_2\text{O}$  (0,36 – 0,38 wt.%),  $\text{K}_2\text{O}$  (0,04 – 0,05 wt.%) e altos teores de Ni (1070,9 – 1358 ppm) e Co (118,2 – 130,5 ppm).

No diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971), com campos para rochas cumuláticas relacionadas a arco magmático (baseado em amostras de arcos magmáticos da Ásia e da América Central, Fig. 30), adaptado por Beard (1986), as amostras da UM apresentam um enriquecimento em álcalis em relação ao campo dos cumulados máficos. Já as amostras da UT e da UUM, plotam no campo das rochas cumuláticas ultramáficas.

Quando as amostras representativas de todas as unidades do CMG são plotadas nos diagramas de Harker para os elementos maiores, observa-se uma tendência na qual as rochas da UM retratam um polo mais diferenciado e as rochas da UUM um polo menos diferenciado, mostrando pouca ou nenhuma variação dos elementos propostos em relação do diferenciador na escala utilizada. As amostras da UT se comportam como uma unidade intermediária entre os dois polos (Fig. 31).

Utilizando-se os diagramas de Harker apenas para a UM e analisando-se as amostras de acordo com a separação faciológica, observa-se que  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  e  $\text{SiO}_2$  apresentam correlações negativas com o  $\text{MgO}$  nos três grupos (Fig. 32).  $\text{CaO}$  e  $\text{TiO}_2$  tendem a ter uma correlação negativa com o  $\text{MgO}$ , no entanto, a FMG (em relação ao  $\text{CaO}$ ) e a FEFM (em relação ao  $\text{TiO}_2$ ) mostram correlações positivas. No caso do  $\text{FeO}_T$ , a tendência é uma correlação positiva, exceto pela incipiente correlação negativa das amostras da FEMG. Os baixos valores de  $\text{P}_2\text{O}_5$  e  $\text{K}_2\text{O}$  também não mostram correlação significativa.

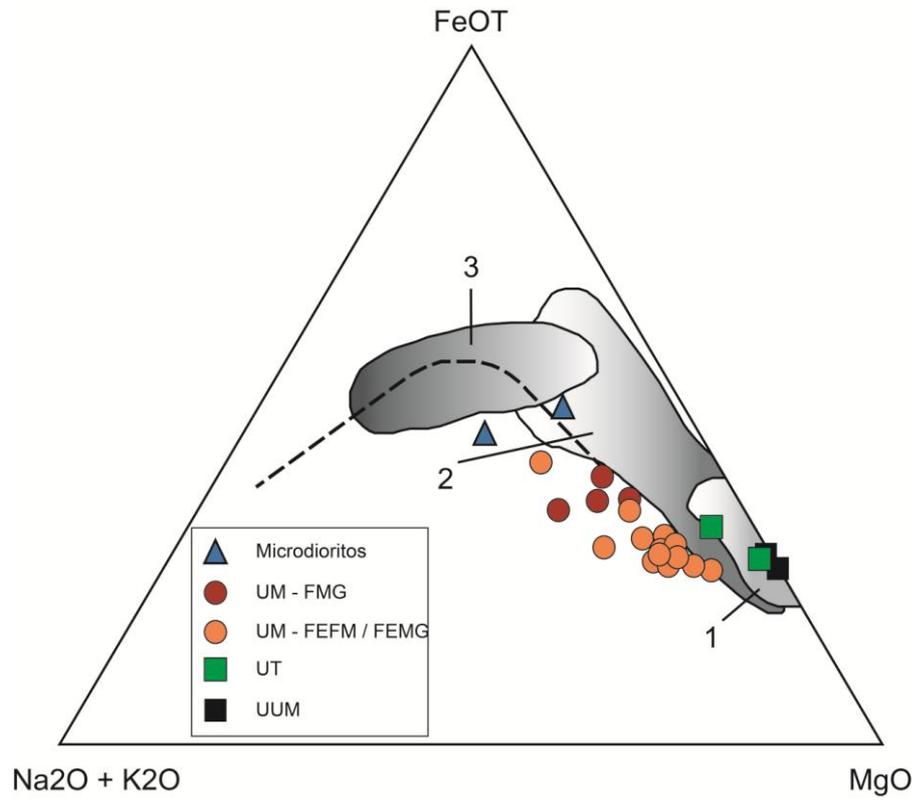


Figura 30 – Diagrama AFM para rochas cumuláticas relacionadas a arco magmático (Beard, 1986). (1) Rochas cumuláticas ultramáficas relacionadas a arco. (2) Rochas cumuláticas máficas relacionadas a arco. (3) Dioritos e gabros não cumuláticos relacionados a arco.

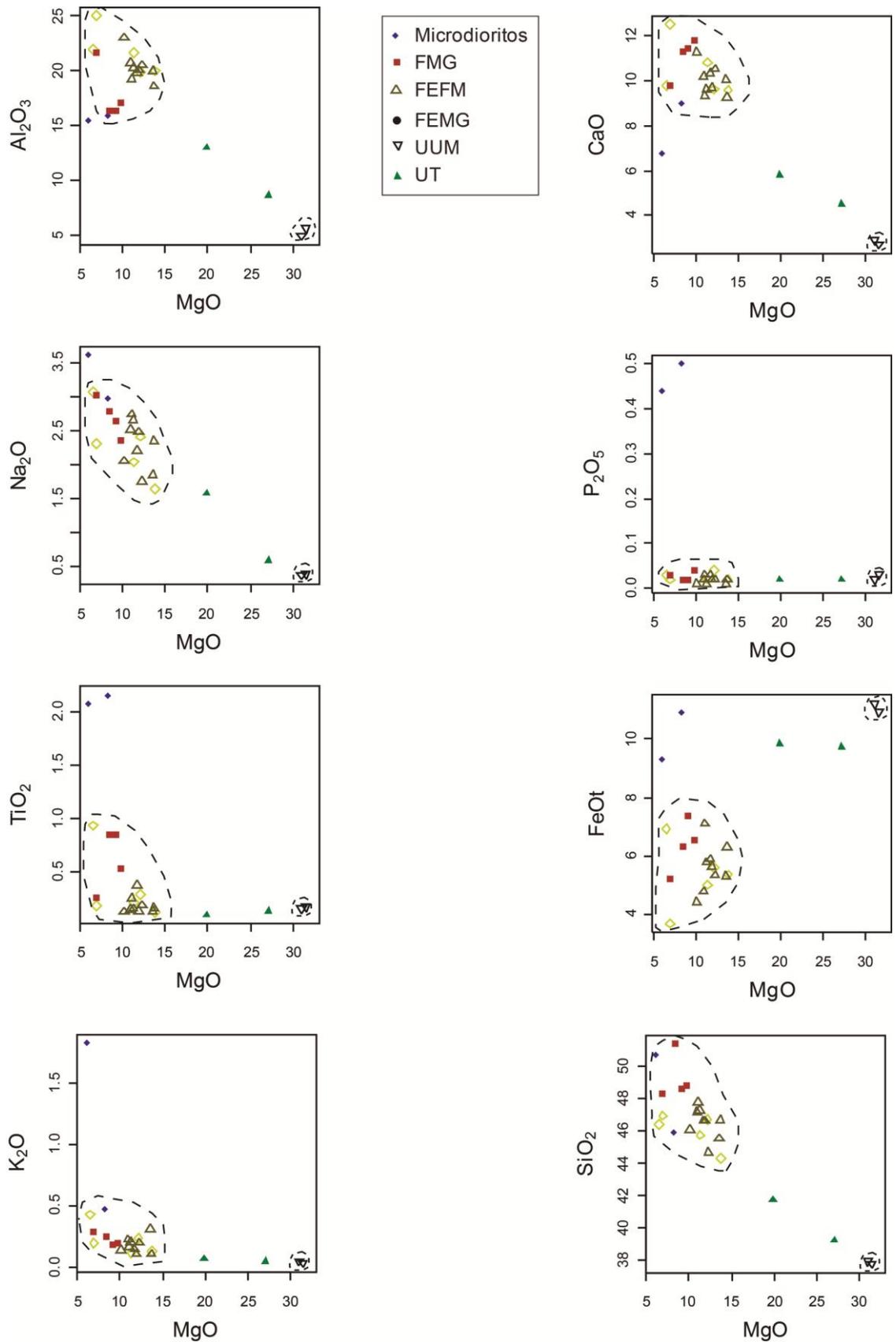


Figura 31 – Diagramas de Harker com a variação dos elementos maiores vs. MgO (%) para as amostras da UM, UT e UUM.

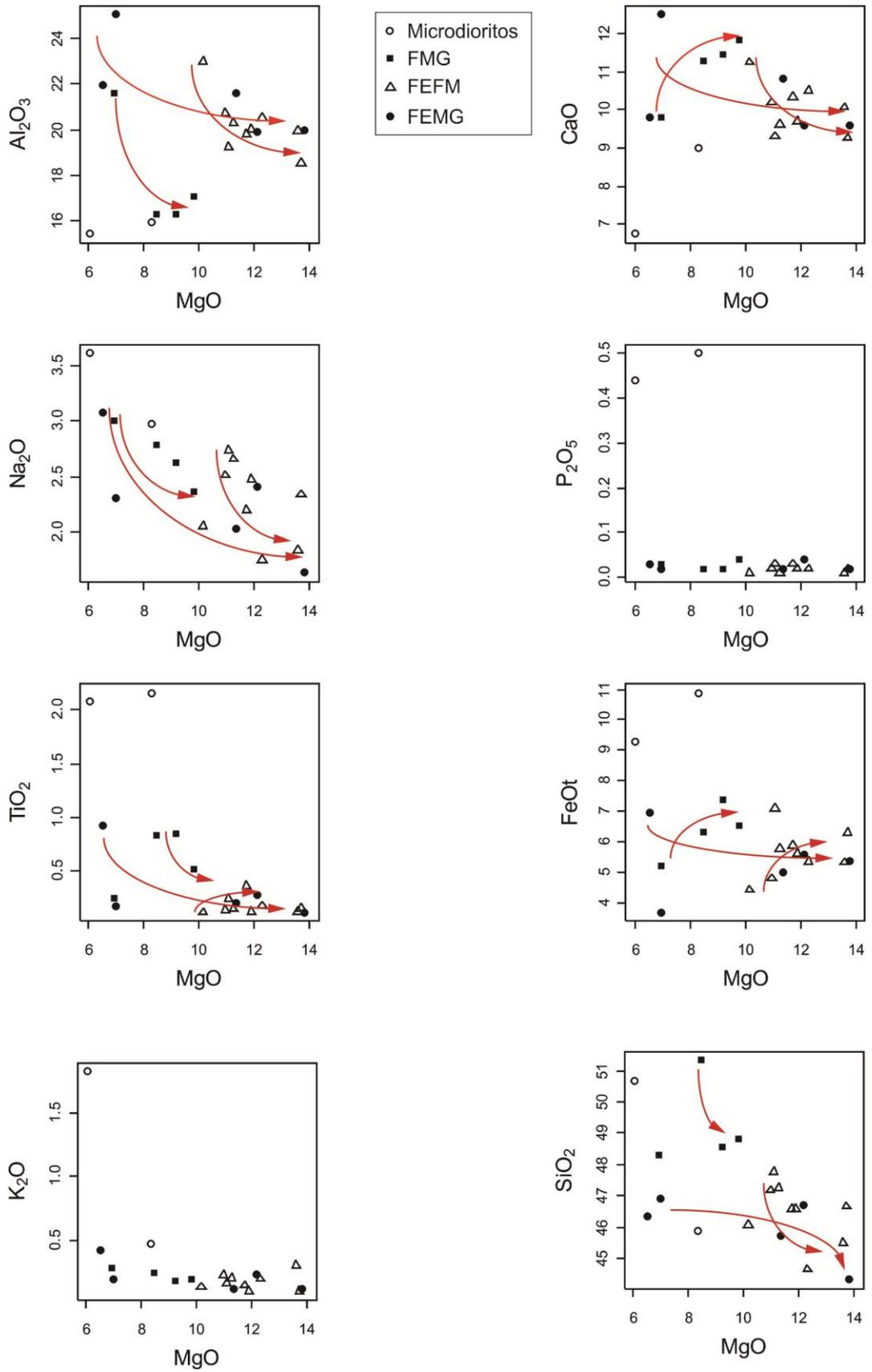


Figura 32 – Diagramas de Harker com a variação dos elementos maiores vs. MgO (%) para as amostras da UM.

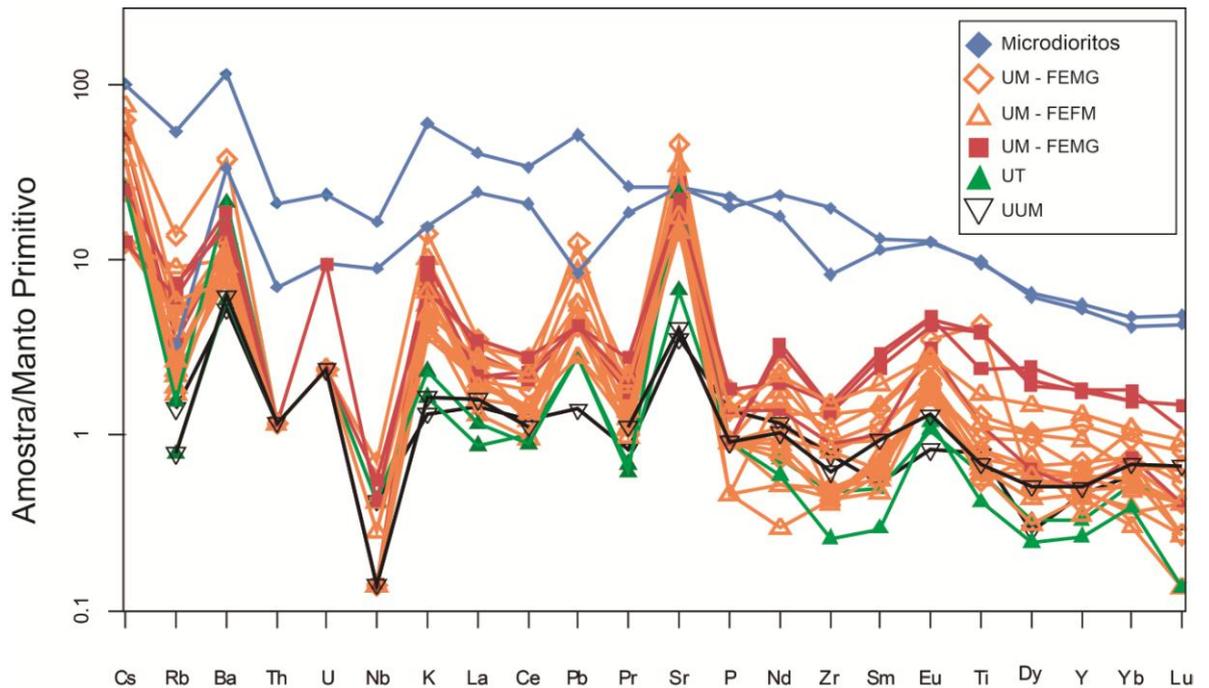


Figura 33 – Diagrama multielementar para as unidades do CMG normalizado segundo o manto primitivo (Sun & McDonough, 1989).

No diagrama multielementar (Fig. 33), as rochas cumuláticas de todas as unidades, apresentam um leve enriquecimento em LILE em relação aos HFSE, com altos valores para Cs, Ba, K, Pb e Sr e quantidades muito baixas de Nb.

Os microdioritos acompanham o enriquecimento em LILE, apontando altos valores para Cs, Ba, K e Pb e, diferentemente dos cumulados, não apresentam a pronunciada anomalia negativa de Nb, bem como a anomalia positiva de Sr.

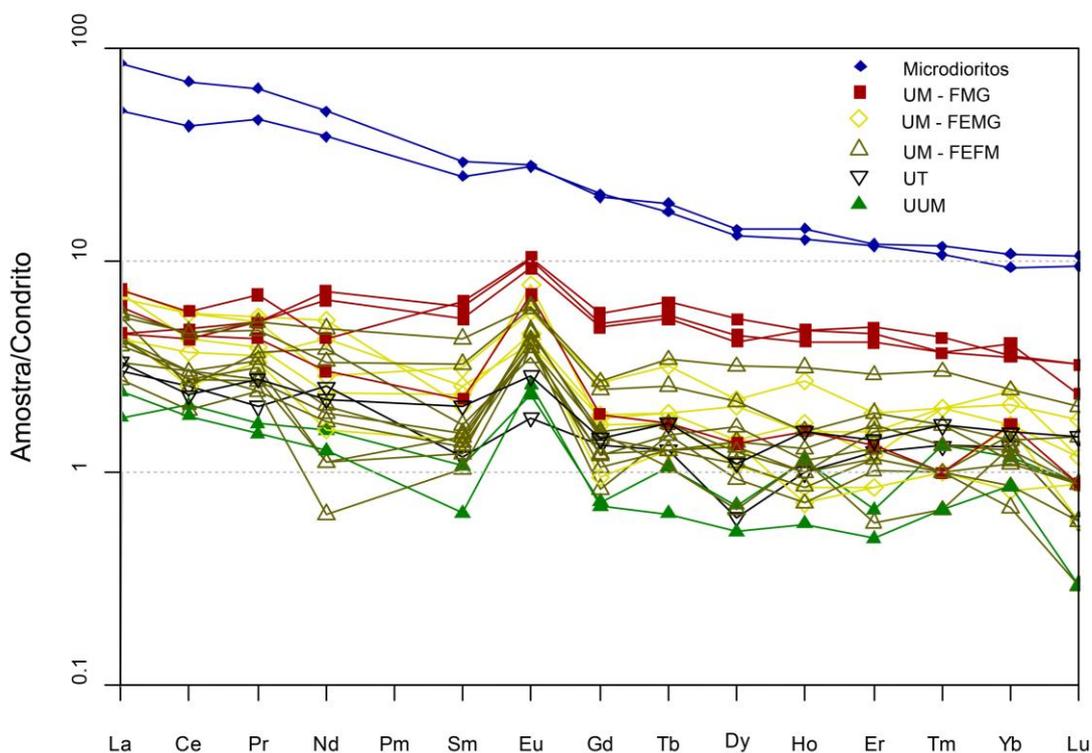


Figura 34 – Padrões de ETR para as unidades do CMG normalizados segundo o condrito (Nakamura, 1974).

Os padrões de ETR (Fig. 34) entre as rochas cumuláticas são bastante semelhantes, sendo caracterizado por um  $\Sigma$ ETR entre 6,87 e 19,10, uma anomalia positiva de Eu ( $Eu/Eu^* = 1,44 - 4,34$ ), indicando acumulação de plagioclásio, e por um incipiente enriquecimento de ETRL em relação aos ETRP, com razão  $La_N/Yb_N$  entre 1,12 e 6,22. O fracionamento dos ETRL ( $La_N/Sm_N = 0,76 - 3,79$ ) é similar ao fracionamento dos ETRP ( $Eu_N/Yb_N = 1,67 - 5,71$ ).

Nos microdioritos, o padrão dos ETR é amplamente distinto e indica um maior enriquecimento nos ETRL em relação aos ETRP, com razão  $La_N/Yb_N$  entre 5,50 e 7,97 e uma quantidade de ETR significativamente maior que as demais rochas ( $\Sigma$ ETR entre 108,6 e 154,2). Neste grupo, verifica-se que o fracionamento dos ETRL é semelhante ao dos ETRP pelos valores  $La_N/Sm_N$  entre 2,02 e 2,95 e  $Eu_N/Yb_N$  entre 2,62 e 2,97. A anomalia positiva de Eu que caracteriza os cumulados é muito incipiente nos microdioritos ( $Eu/Eu^* = 1,16$  a  $1,22$ ).

## 9 GEOCRONOLOGIA

A fim de determinar uma idade de cristalização para o CMG, coletou-se uma amostra de metagabro com textura heterogranular muito grossa (MS-26A) da FMG para a separação de grãos de zircão. A amostra foi analisada para o método U-Pb por meio da técnica LA-ICP-MS no CPGEO - USP.

Foram imageados por catodoluminescência (Figs. 24, 25 e 26) e analisados 21 grãos de 70  $\mu\text{m}$  a 160  $\mu\text{m}$ . Os zircões são geralmente subédricos fragmentados, com razão de forma 3:1 e 2:1, terminação pinacoidal raramente bipiramidal e zonação paralela. Estas características são típicas de zircões de rochas plutônicas máficas (Corfu *et al.*, 2003).

Em consequência de que os resultados de tratamento estatístico dos dados ainda não foram recebidos, serão apresentados e discutidos apenas os dados preliminares nesta monografia. A análise pontual dos cristais de zircão indica idades entre 848 e 654 Ma, com predominância de idades de aproximadamente 720 Ma e 680 Ma. As idades de 1,84 Ga e 410 Ma serão descartadas do tratamento estatístico pela sua discordância.

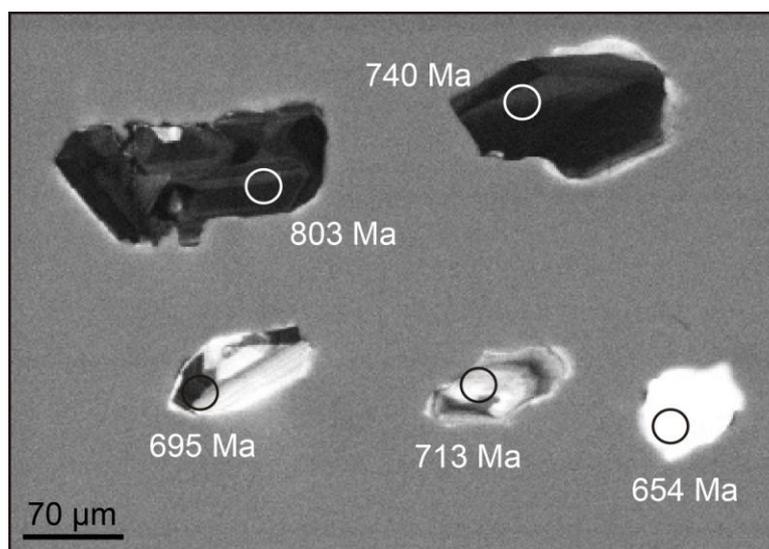


Figura 35 – Imagem de catodoluminescência dos zircões da amostra MS – 26A. Parte 1.

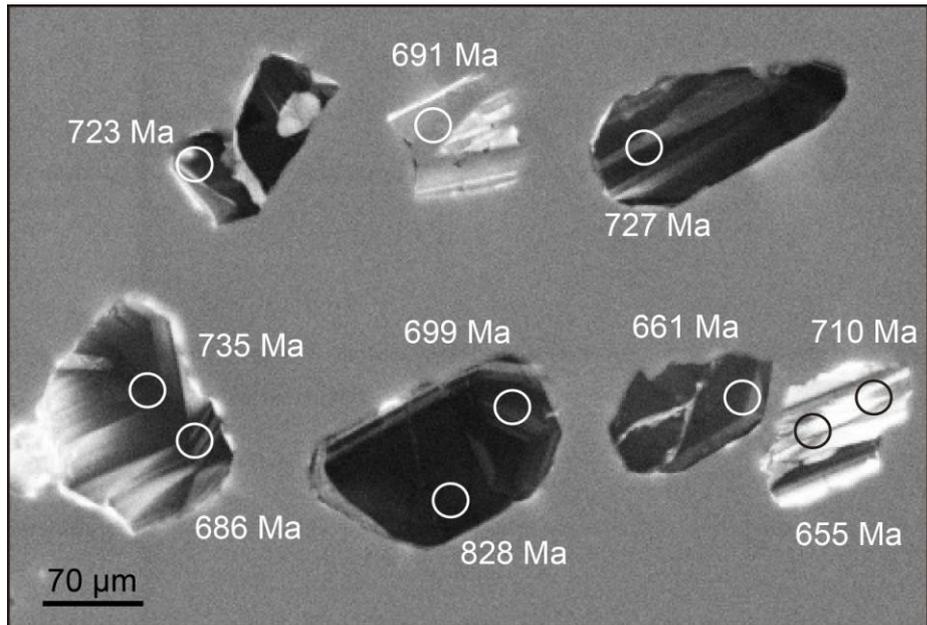


Figura 36 – Imagem de catodoluminescência dos zircões da amostra MS – 26A.  
Parte 2.

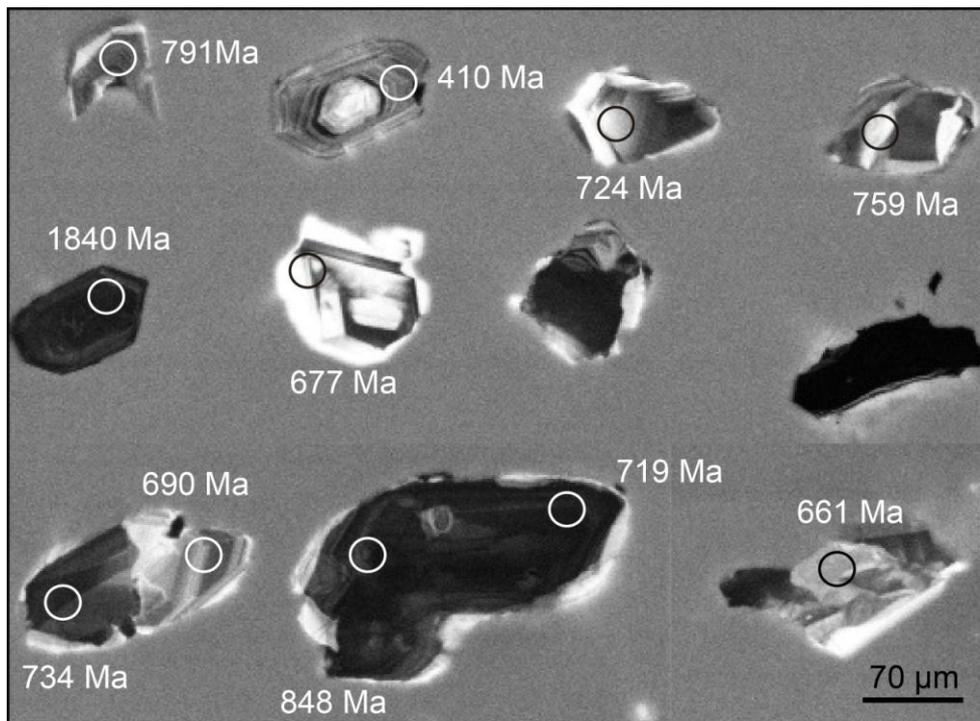


Figura 37 - Imagem de catodoluminescência dos zircões da amostra MS – 26A.  
Parte 3.

## 10 DISCUSSÃO

A análise petrográfica das unidades do CMG permitiu inferir que a origem do acamamento textural e granulométrico pode estar intimamente vinculada às variações na composição e proporção dos minerais intercúmulus em cada unidade. Observou-se, também, que as rochas da UM cristalizaram a partir da acumulação de cristais de plagioclásio e, em menor proporção, de olivina, além de fases minerais intercúmulus, tais como ortopiroxênio, clinopiroxênio, hornblenda e flogopita, que podem representar de 24% a 41% de líquido intersticial aprisionado nesta acumulação. Na UT, os aspectos petrográficos sugerem que a acumulação de plagioclásio e olivina ocorreu em proporções muito próximas, com uma menor proporção do líquido aprisionado (cerca de 15%). As amostras da UUM evidenciam uma acumulação principal de olivina com plagioclásio intercúmulus mais uma proporção de cristais representativos do líquido intersticial (20%).

As elevadas quantidades de hornblenda de alta temperatura em todas as unidades e as pequenas quantidades de flogopitas associadas sugerem que o magma  $M_0$ , que deu origem a toda a gama de rochas cumuláticas do CMG, era um líquido hidratado.

Todas as unidades do CMG são afetadas pelo metamorfismo de contato causado pelo Granito São Sepé. Esta transformação é marcada pela paragênese tremolita-actinolita, clorita e  $\pm$  hornblenda verde nas rochas máficas e por serpentina, talco e magnetita nas ultramáficas. Uma fase mais tardia é marcada por vênulas e fraturas preenchidas por quartzo translúcido que é acompanhada pela sericitização dos plagioclásios e por paragêneses com carbonato e quartzo associados à disseminação de pirita e calcopirita. O metamorfismo de contato que afetou estas rochas atingiu condições de temperatura equivalentes às das fácies albita-epidoto hornfels e hornblenda hornfels. A hipótese do tipo de metamorfismo é corroborada pelos aspectos texturais de orientação acicular e radial dos minerais metamórficos aliados aos aspectos de campo, onde se encontra, não raramente, intrusões de sienogranitos nas rochas do CMG.

As hipóteses de metamorfismo de contato e alteração hidrotermal são sustentadas pelo fato de que o Complexo Granítico São Sepé (Sartori, 1978) posicionou-se em níveis crustais elevados e possui uma auréola de metamorfismo de 1,5 a 4 km de extensão (Mattos *et al.*, 2004). O resfriamento do magma do CGSS gerou uma transferência de calor para as encaixantes que gerou metamorfismo de contato e infiltração de fluidos tardi-magmáticos. Seus efeitos termais estão registrados nas rochas do Complexo Bossoroca e nos sedimentos do Grupo Maricá da Bacia do Camaquã.

Com base nos dados geoquímicos, constata-se que as rochas básicas da UM possuem um extremo mais empobrecido em SiO<sub>2</sub> e enriquecido em MgO (FEFM, FEMG) e um extremo mais enriquecido em SiO<sub>2</sub> e empobrecido em MgO (FMG, microdioritos). As rochas ultrabásicas, tanto da UUM, quanto da UT, apresentam altos teores de MgO, Ni e Co, sendo as últimas, rochas ultrabásicas com até 35% de plagioclásio.

O caráter cumulático das rochas básicas e ultrabásicas está refletido em diversos aspectos analisados:

- O comportamento das amostras do CMG apresentando dois polos bem definidos, com um elo transicional nos diagramas de Harker, tem sido descrito para associações de rochas cumuláticas (Duchesne & Charlier, 2005).
- A disposição dos dados da UM nos diagramas de Harker, em relação ao MgO, mostra que FEFM, FEMG e FMG possuem comportamentos independentes. A inversão de correlações para CaO, TiO<sub>2</sub> e FeO<sub>T</sub> também corrobora com padrões de acumulação, com diferentes composições para o líquido aprisionado.
- As anomalias positivas de Ba, Pb e Sr nos diagramas multielementares juntamente com a anomalia positiva de Eu

nos padrões de ETR também são indicativas de acumulação de plagioclásio.

Do ponto de vista da evolução química da UM, especula-se que os metagabros da FMG seriam líquidos mais tardios que fariam parte de uma fase final relacionada a unidades cíclicas. Isto pelo fato de serem litotipos mais silicosos, menos magnesianos e de textura muito grossa, o que pode ser resultado de uma menor temperatura aliada a um maior tempo disponível para cristalização. Os dados químicos dos microdioritos sugerem seu vínculo a outro líquido magmático.

As duas amostras analisadas plotam no campo da série toleítica no diagrama AFM. O enriquecimento dos LILE em relação aos HFSE nos diagramas multi-elementares em relação ao manto primitivo e as anomalias positivas de Cs, Ba e K indicam uma fonte mantélica submetida a alterações metassomáticas relacionadas a subducção. Os padrões dos elementos terras-raras, quando normalizados pelo manto primitivo mostram-se compatíveis com padrões transicionais entre basaltos do tipo E-MORB e OIB (Sun & McDonough, 1989).

A interpretação dos dados preliminares de geocronologia indica um posicionamento para o CMG próximo ao topo da estratigrafia do Terreno São Gabriel, compondo as unidades consideradas como pós-colisionais (Garavaglia *et al.*, 2002; Hartmann *et al.*, 2011) ao Evento São Gabriel (Chemale Jr. *et al.*, 1994; Babinski *et al.*, 1996, 1997; Hartmann *et al.*, 2000, 2007).

## 11 CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

O emprego das técnicas propostas para este trabalho possibilitou a realização de um mapeamento detalhado da região de Mata Grande, integrado com dados já disponíveis na bibliografia, no qual se pôde separar o CMG em três unidades principais faciologicamente distintas UM (FEFM, FEMG, FMG), UT e UUM, que estão intercaladas em uma disposição horizontal a sub-horizontal em meso e macro-escala. Observou-se, como estrutura primária, a presença de um acamamento ígneo gerado pela variação composicional e granulométrica. Após esta fase inicial, as etapas de petrografia e geoquímica indicaram que a geração do CMG está intimamente associada com processos de acumulação de cristais em uma câmara magmática, representada por rochas cumuláticas de diferentes composições.

A ausência de um grupo de rochas que represente uma margem resfriada e o desconhecimento da forma da intrusão e do tipo de progressão física e química da cristalização na câmara magmática inviabiliza a investigação de uma gênese do CMG através dos dados de litogeoquímica. No entanto, sugere-se que o líquido  $M_0$  que originou o CMG era um magma hidratado.

Os dados preliminares de geocronologia sugerem que o CMG faz parte das unidades pós-colisionais do TSG.

Recomenda-se, na finalidade de investigação de uma fonte para o magma parental, uma abordagem baseada em química mineral e geoquímica isotópica, tendo em vista a diferenciação insignificante dos isótopos em frente a processos de cristalização fracionada e acumulação.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.B. 1976. The Upper Precambrian of South America. *Boletim do Instituto de Geociências, USP, São Paulo*, 7: 45-80.
- BABINSKI, M.; CHEMALE Jr., F.; HARTMANN, L.A.; VAN SCHMUS, W.R.; SILVA, L.C. 1996. Juvenile accretion at 750-700 Ma in Southern Brazil. *Geology*, 24(5):439-442.
- BABINSKI, M.; CHEMALE Jr., F.; VAN SCHMUS, W.R.; HARTMANN, L.A.; & L.C. SILVA. 1997. U-Pb and Sm-Nd geochronology of the Neoproterozoic Granitic-Gneissic Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 10(3-4): 263-274.
- BASEI, M.A.S. 1985. O Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina. Tese de Doutorado, Curso de Pós-Graduação em Geociências do IG/USP, São Paulo, 189 p.
- BEARD, J.S. 1986. Characteristic mineralogy of arc-related cumulate gabbros: implications for the tectonic setting of gabbroic plutons and for andesite genesis. *Geology* 14 :848–851.
- BITENCOURT, M.F. & L.S.V. NARDI. 1993. Late- to pos-collisional Brasileiro Magmatism in the Southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 65: 3-16.
- CARVALHO, P.F. de. 1932. Reconhecimento geológico do Rio Grande do Sul. Rio de Janeiro, *Boletim do Instituto Geológico de Mineração Brasileira*, 66: 1-72.
- CHEMALE JR., F. & M. BABINSKI. 1995. U-Pb zircon dating of deformational events from the Neoproterozoic rocks in the Eastern Brazil. V Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, *Boletim de Resumos Expandidos, SGB, Gramado, RS*, 377-378.

- CHEMALE JR., F. 2000. Evolução Geológica do Escudo Sul-Riograndense. Geologia do Rio Grande do Sul. Ed. Holz, M.; De Ros, L.F., Centro de Investigação do Gondwana, Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre, p.13-52.
- CHEMALE JR., F.; HARTMANN, L.A. & L.C. SILVA. 1994. Tectonic evolution of Southern Brazil in the Brasiliano Cycle. Congresso Brasileiro de Geologia, Boletim de Resumos Expandidos, SBG, 38, Camboriú, 1: p.626.
- CHEMALE JR., F.; HARTMANN, L.A. & SILVA, L. C., 1995. Stratigraphy and Tectonism of Precambrian to Early Paleozoic units in Southern Brazil and Uruguay – Excursion Guidebook. Acta Geologica Leopoldensia. 43: 4-115.
- CORFU, F., HANCHAR, J.M., HOSKIN, P.W.O., KINNY, P. 2003, Atlas of zircon textures: Reviews in Mineralogy and Geochemistry, v. 53, p. 469-500.
- COSTA, A.F.U. 1997. Teste e Modelagem Geofísica da Estruturação das Associações Litotectônicas Pré-Cambrianas no Escudo Sul-riograndense. Tese de Doutorado, IG-UFRGS, Porto Alegre, 291 p.
- DUCHESNE, J.C., CHARLIER, B. 2005. Geochemistry of cumulates from the Bjerkreim-Sokndal layered intrusion (S. Norway). Part I: Constraints from major elements on the mechanism of cumulate formation and on the jotunite liquid line of descent. Lithos, 83: 229-254.
- EALLES, H.V., CAWTHORN, R.G. 1996. The Bushveld Complex. In: Cawthorn, R.G. (Ed.), Layered intrusions. Elsevier, Amsterdam, pp. 181–229.
- ELHOLOU S.; BELOUSOVA E.; GRIFFIN, W.L.; PEASOM, N.J. & O'REILLY S.Y. 2006. Trace element and isotopic composition of GJ red zircon standard by laser ablation. Geochim. Cosmochim. Acta 70(18): 158.

- EYÜBOGLU, Y., DILEK, Y., BOZKURT, E., BEKTAS, O., ROJAY, B., AND SEN, C. 2010. Structure and geochemistry of an Alaskan-type ultramafic-mafic complex in the eastern Pontides, NE Turkey: *Gondwana Research*, v. 18, p. 230-252.
- EYÜBOGLU, Y., SANTOSH, M., BEKTAS, O., CHUNG, S.L. 2011. Late Triassic subduction-related ultramafic-mafic magmatism in the Amasya area (Eastern Pontides, NE Turkey): implications for the ophiolite conundrum in eastern Mediterranean, *Journal of Asian Earth Sciences, Suture Zones Special Issue: Suture Zones and Geodynamic Processes*, 42 (3), 234 – 257.
- FAURE, G. 1977. *Principles of isotope geology*. John Wiley & Sons, Inc., New York. 464 pp.
- FERNANDES, L.A.; TOMMASI, A. & C.C. PORCHER. 1992. Deformation patterns in the southern Brazilian branch of the Dom Feliciano Belt: a reappraisal. *Journal of South American Earth Science*, 5(1):77-96.
- FERNANDES, L.A.D.; MENEGAT, R.; COSTA, A.F.U.; KOESTER, E.; PORCHER, C.C.; TOMMASI, A.; KRAEMER, G.; RAMGRAB, G.E. & E. CAMOZZATO. 1995a. Evolução Tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-rio-grandense: Parte I - uma contribuição a partir do registro geológico. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4): 351-374.
- FERNANDES, L.A.D.; MENEGAT, R.; COSTA, A.F.U.; KOESTER, E.; PORCHER, C.C.; TOMMASI, A.; KRAEMER, G.; RAMGRAB, G.E. & E. CAMOZZATO. 1995b. Evolução Tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-rio-grandense: Parte II - uma contribuição a partir das assinaturas geofísicas. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4): 375-384.
- FERRÉ, E.C., BORDARIER, C., MARSH, J.S., 2002. Magma flow inferred from AMS fabrics in a layered mafic sill, Insizwa, South Africa. *Tectonophysics* 354, 1–23.

- FERRÉ, E.C., MAES, S.M. AND BUTAK, K.C. 2009. The magnetic stratification of layered mafic intrusions: natural examples and numerical models. *Lithos*, 111, 1-2, 83-94.
- FERRIS, J., JOHNSON, A., STOREY, B., 1998. Form and extent of the Dufek intrusion, Antarctica, from newly compiled aeromagnetic data. *Earth and Planetary Science Letters* 154 (1-4), 185-202.
- FRAGOSO CESAR, A.R.S. 1980. O Cráton do Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul Riograndense. Congresso Brasileiro de Geologia, Anais, SBG, 31, Camboriú, 5: 2879 - 2891.
- FRAGOSO CESAR, A.R.S. 1990. Tectônica de Placas no Bloco São Gabriel (RS) em Base dos Dados Geológicos, Geocronológicos e Geoquímicos. Workshop de Geoquímica Isotópica, Geocronologia e Litogeoquímica das Regiões Sul e Sudeste do Brasil, Resumo Expandido, São Paulo, SBGq, Instituto de Geociências, USP, p.8-16.
- FRAGOSO CESAR, A.R.S. 1991. Tectônica de placas no Ciclo Brasileiro: As orogenias dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul. Tese de Doutorado, Curso de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências, USP, 362p (inédito).
- FRAGOSO CESAR, A.R.S.; WERNICK, E. & SOLIANI JR, E. 1982. Associações petrotectônicas do Cinturão Dom Feliciano, SE da Plataforma Sul-Americana. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 32, Salvador. Anais. Salvador: SBG. V. 1; p. 1-12.
- GLADCZENKO, T.P., HINZ, K., ELDHOLM, O., MEYER, H., NEBEN, S., SKOGSEID, J., 1997. South Atlantic volcanic margins. *Journal of the Geological Society of London* 154 (3), 465-470.
- GONI, J.C.; GOSO, H. & R.S. ISSLER. 1962. Estratigrafia e geologia econômica do Pré-Cambriano e do Eo-Paleozóico Uruguaio e Sul-riograndense. Publicação Avulsa da Escola de Geologia, Universidade Federal do RS, 3 : 1-105.

- GOODE, A.D.T. 1977. Intercumulus igneous layering in the Kalka Layered Intrusion, central Australia. *Geological Magazine*, 114 , pp 215-218.
- HARTMANN, L.A. ; PHILIPP, R.P. ; SANTOS, J.O.S. ; McNAUGHTON, N.J. 2011. Time frame of 753 680Ma juvenile accretion during the São Gabriel orogeny, southern Brazilian Shield. *Gondwana Research*, v. 19, p. 84-99.
- HARTMANN, L.A.; CHEMALE, Jr., F.; PHILIPP, R.P. 2007. Evolução Geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano. In: Frantz, J.C., Ianuzzi, R. (eds.), 50 anos de Geologia no Rio Grande do Sul, Porto Alegre: UFRGS-PETROBRÁS, p.97-123.
- HARTMANN, L.A.; LEITE, J.A.D.; SILVA, L.C.; REMUS, M.V.D.; McNAUGHTON, N.J.; GROVES, D.I.; FLETCHER, I.R.; SANTOS, J.O.S. & VASCONCELLOS, M.A.Z. 2000. Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil. *Australian Journal of Earth Sciences*, 47:829-844.
- HASUI, Y., CARNEIRO, C.D.R. & A.M. COIMBRA. 1975. The Ribeira Folded Belt.. *Revista Brasileira de Geociências*, 5 (4): 257-266.
- HEAMAN L.M. 2009. The application of U–Pb geochronology to mafic, ultramafic and alkaline rocks: an evaluation of three mineral standards. *Chemical Geology*. V.261. P. 43–52
- HESS, H.H., 1960. Stillwater Igneous Complex, Montana. *Geol. Soc. Amer. Memoir* 80, 230p.
- HUNTER, R.H. 1987. Textural equilibrium in layered igneous rocks. In *Origins of Igneous Layering* (I. Parsons, ed). NATO AS1 Series C196, D. Reidel Publishing Company, Dordrecht 453-71.
- ILJINA, M., KARINEN, T., RÄSÄNEN, J., 2001. The Koillismaa Layered Igneous Complex: general geology, structural development and related sulphide and platinum-group element mineralization. In: Piestrzynski,

- A., et al. (Ed.), Proceedings of the Sixth Biennial SGA–SEG meeting. Balkema Publishers, Lisse, pp. 649–652.
- IRVINE, T. N. 1987. Layering and related structures in the Duke Island and Skaergaard intrusions: similarities, differences, and origins. In: Origins of Igneous Layering (edited by Parsons, I.). Reidel, Dordrecht, 185-245.
- IRVINE, T. N., 1974. Petrology of the Duke Island Ultramafic Complex, southeastern Alaska. Mem. geol. Soc. Am. 138.
- ISSLER, R. S. ; DRESCH, R. A. C. ; ROISENBERG, A. 1973. Geocronologia do gabro da Mata Grande, Município de São Sepé, Estado do Rio Grande do Sul. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v. 3, p. 124-127, 1973.
- ISSLER, R.S. 1983. Evolução crustal da faixa arco-fossa Tijucas e faixa magmática Pedras Grandes: Cráton Dom Feliciano. In: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 1, Porto Alegre, 1983. Atas. Porto Alegre: SBG. P. 19-36
- ISSLER, R.S.; BURGER Jr, C; ROISENBERG, A. 1967. Coronito da área de Mata Grande, Município de São Sepé, Estado do Rio Grande do Sul. In: S.B.G., Cong. Bras. Geol., 21, Curitiba, Anais, 1: 182-197.
- ISSLER, R.S.; JOST, H & VILLWOCK, J.A. 1965. Esboço preliminar da geotectônica Sul-Riograndense. S.l.: s.n. (Acta da palestra preferida na SBG – Núcleo RS).
- JOST , H. & BITENCOURT, F. 1980. Estratigrafia e tectônica de uma fração da faixa de dobramentos Tijucas no Rio Grande do Sul. Acta Geológica Leopoldensia, 7 (6): 27-60.
- JOST, H. 1970. Esboço geológico da Folha “Cabeceira do Rio Vacacaí”, São Gabriel, Rio Grande do Sul, Brasil. Notas e Estudos, Escola de Geologia, UFRGS, Porto Alegre, 16:1-47.

- JOST, H.; HARTMANN, L.A. 1984. Provincia Mantiqueira – Sector Meridional. In: Almeida, F.F.M. & Hasui, Y. (eds.). O Pré-Cambriano do Brasil, p.345-368.
- JOST, H; PINTO, J.F. 1970. Geologia da Folha Estância da Barra, São Gabriel-Rosário do Sul, RGS. Geologia das Folhas Suspiro, São Gabriel Lavras do Sul, RGS. Notas e Estudos, Escola de Geologia, UFRGS, Porto Alegre, 17:1-75.
- JOST, H; VILLWOCK, J.A. 1966. Contribuição à estratigrafia do Pré-Cambriano no Rio Grande do Sul. Notas e Estudos, Escola de Geologia, UFRGS, Porto Alegre, 1(1):13-26.
- KOPPE, J. C.; HARTMANN, L.A., CHEDID P.F. & MONTEIRO, R.N. 1985. Aspectos geológicos e estratigráficos do Complexo Bossoroca, São Sepé – RS. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2, Florianópolis, Anais, p. 32-36.
- LE MAITRE, R.W. 2004. Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms. 2<sup>nd</sup>. Ed. New York: Cambridge University Press.
- LAUX, J.H.; BONGIOLO, E.M.; CHEMALE JR., F.; SANTOS, T.C. 2010. Idade da Formação Pontas do Salso, Arco São Gabriel, RS. In: Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, Anais, p.45.
- LEINZ, V.; BARBOSA, A.F. & TEIXEIRA, E.A. 1941. Mapa geológico Caçapava-Lavras. Boletim da Diretoria da Produção Mineral (90): 1–39.
- LEITE, J.A.D. 1997. A origem dos harzburgitos da Sequência Cerro Mantiqueiras e implicações tectônicas para o desenvolvimento do Neoproterozóico da porção Oeste do Escudo Sul-riograndense. Tese de doutoramento. UFRGS, Instituto de Geociências, 224p.
- LEITE, J.A.D.; HARTMANN, L.A.; McNAUGHTON, N.J.; CHEMALE Jr., F. 1998. SHRIMP U/Pb zircon geochronology of neoproterozoic juvenile and crustal reworked terranes in southernmost Brazil. International Geology Review, v. 40, p. 688-705.

- LOCZY, L.; LADEIRA, E.A. Geologia estrutura e introdução à geotectônica. Ed. Edgard Blucher, Rio de Janeiro, CNPq, 1980, 134p.
- MACHADO, N.; KOPPE, J.C.; HARTMANN, L.A. 1990. A Late Proterozoic U-Pb age for the Bossoroca Belt, Rio Grande do Sul, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 3(2/3): 87-90.
- MARTIN, D., GRIFFITHS, R. W. & CAMPBELL, I. H. 1987. Compositional and thermal convection in magma chambers. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 96, 465-475.
- MATTOS I.C., PHILLIPP R.P., MEXIAS A.S., GOMES M.E.B. 2004. Metamorfismo de contato no Complexo Bossoroca, porção SW do Complexo Granítico São Sepé, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, **34**(1):1-10.
- MCBIRNEY A. R. AND NOYES, R.M. 1979. Crystallization and layering of the Skaergaard Intrusion. *J. Petrol.*, 20, 487-554.
- MCBIRNEY, A. R. 1985. Further considerations of double-diffusive stratification and layering in the Skaergaard Intrusion. *J. Petrol.*, 26, 993-1001.
- MCBIRNEY, A. R. 1996. The Skaergaard intrusion. In: Cawthorn, R.G. (Ed.), *Layered Intrusions. Developments in Petrology*. Elsevier, Amsterdam, pp. 147–180.
- MCBIRNEY, A. R., BOUDREAU, A. E. & MARSH, B. D. 2009. Comments on: Textural maturity of cumulates: a record of chamber filling, liquidus assemblage, cooling rate and large-scale convection in mafic layered intrusions and a textural record of solidification and cooling in the Skaergaard intrusion, East Greenland. *Journal of Petrology* **50**, 93-95.
- MCCALLUM, I.S., 1996. The Stillwater Complex. In: Cawthorn, R.G. (Ed.), *Layered Intrusions. Developments in Petrology*. Elsevier, Amsterdam, pp. 441–483.

- MILLER, J.D. 2011. Geochemistry of mafic layered intrusions: do's and don't's. Workshop on nickel-copper-platinum group element mineralization. Thunder Bay, Ontario.
- MILLER, J.D.J., RIPPLEY, E.M., 1996. Layered intrusions of the Duluth Complex, Minnesota, USA. In: Cawthorn, R.G. (Ed.), Layered Intrusions. Developments in Petrology. Elsevier, Amsterdam, pp. 257–301.
- NAKAMURA, N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38: 757-775.
- NASLUND, H.R., & MCBIRNEY, A.R., 1996. Mechanisms of Formation of Igneous Layering. In: Cawthorn, R.G.(ed.) Layered Intrusions. Elsevier Science B.V., 1-43.
- OYHANTÇABAL P., SIEGESMUND S., WEMMER K. 2010. The Río de la Plata Craton: a review of units, boundaries, ages and isotopic signature. *International Journal of Earth Sciences*, 100: 201 - 220.
- PARSONS, I. & BECKER, S. M. 1987. Layering, compaction and post-magmatic processes in the Klokken intrusion. In: *Origins of Igneous Layering* (edited by Parsons, I.). Reidel, Dordrecht, 29 - 89.
- PETERSEN J. S. 1987. Solidification contraction: another approach to cumulus processes and the origin of igneous layering. In *Origins of igneous layering* (ed edited by Parsons, I.). Reidel, Dordrecht, .505 – 526.
- PHILIPP, R. P.; JUNGES, S. L. 2008. Isótopos de Nd dos Complexos Neoproterozóicos Cambaí e Cambaizinho, Terreno Vila Nova: implicações para a evolução do Cinturão Dom Feliciano no RS. In: 44 Congresso Brasileiro de Geologia. Curitiba : Sociedade Brasileira de Geologia.

- PHILIPP, R. P.; MACHADO, R. 2005. The Neoproterozoic to Cambrian granitic magmatism of Pelotas Batholith, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, Londres, v. 19, p. 461-478.
- PHILIPP, R.P.; BITENCOURT, M.F.; JUNGES, S. 2012. Nd isotopic study of the Neoproterozoic Cambai and Cambaizinho Complexes, São Gabriel Terrane, south Brazil: implications for the evolution of the Vila Nova Arch in Dom Feliciano Belt. *Journal of South American Earth Sciences* (submetido).
- PHILIPP, R.P.; HARTMANN, L.A.; CHEMALE Jr., F. 2009. Significado geotectônico das unidades Paleoproterozóicas do Escudo Sul-Rio-Grandense. Simpósio 45 Anos de Geocronologia do Brasil, USP, Instituto de Geociências, Boletim de Resumos Expandidos, p. 283-285.
- PHILIPP, R.P.; MACHADO, R.; CHEMALE Jr.,F. 2007. A Geração dos granitóides Neoproterozóicos do Batólito Pelotas: evidências dos isótopos de Sr e Nd e implicações para o crescimento continental da porção sul do Brasil. In: Ianuzzi, R.; Frantz, J.C.; (Org.). 50 anos de Geologia. Instituto de Geociências. Contribuições. 1 ed. Porto Alegre: Editora Comunicação e Identidade, CIGO. IG-UFRGS, v. 1,p. 59-77.
- PHILIPP, R.P.; MACHADO, R.; NARDI, L.V.S.; LAFON, J.M. 2002. O magmatismo granítico Neoproterozóico do Batólito Pelotas no sul do Brasil: novos dados e revisão de geocronologia regional. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 32, n. 2, p. 277-290.
- PHILIPP, R.P.; MACHADO,R.; CHEMALE Jr., F. 2003. Reavaliação e novos dados geocronológicos sobre o Batólito Pelotas: implicações petrogenéticas e idade das zonas de cisalhamento. *Boletim do Instituto de Geociências/USP*, São Paulo, v. 3, p. 71-84.
- PHILIPP, R.P.; NARDI, L.V.S.; BITENCOURT, M.F.S. 2000. O Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. In: Michel Holz; LuisFernando de Ros. (Org.). *Geologia do Rio Grande do Sul*. 1 ed. Porto Alegre: Editora da UFRGS, v. 1, p. 133-160.

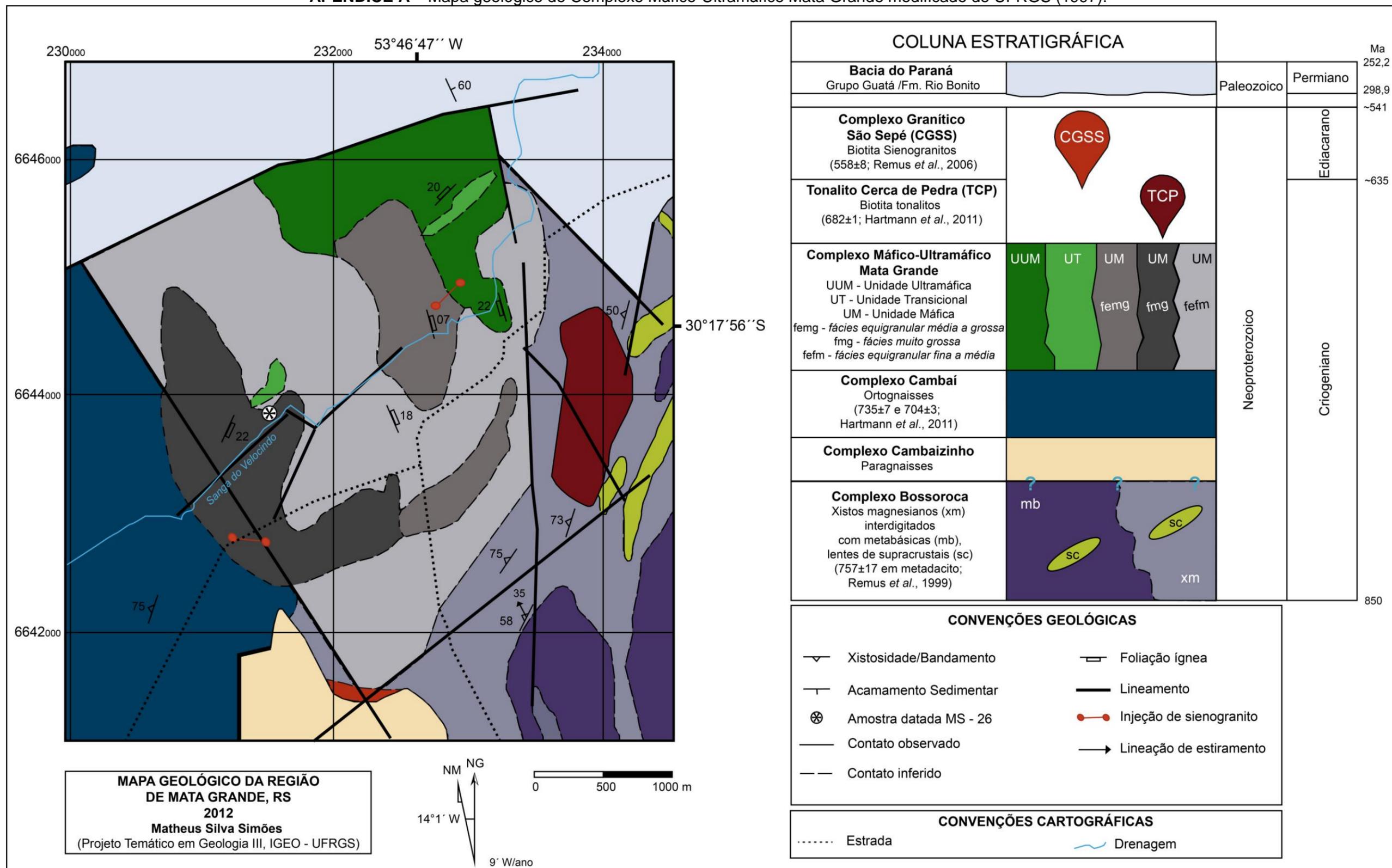
- PICADA, R.S. 1971. Ensaio sobre a tectônica do Escudo Sul-riograndense. Anais, Congresso Brasileiro de Geologia, Anais, SBG, 25, São Paulo, 1: 167-191.
- PORCHER, C. A. & LOPES, R de C. 2000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Cachoeira do Sul. Folha 1:250.000. Estado do Rio Grande do Sul. CPRM.
- PORCHER, C.A. ; LEITES, S.R. ; RAMGRAB, G.E. ; CAMOZZATO, E. 1995. Geologia da Folha Passo do Salsinho (SH.22-Y-A-I-4), Estado do Rio Grande do Sul.
- REGO, I. T. S. F. ; VIERO, A. P. ; CHIES, J. O. 1994. Aspectos petrológicos do Gabro Mata Grande. In: XXXVIII Congresso Brasileiro de Geologia, Balneário Camboriú. Boletim de Resumos Expandidos., 1994. v. 3. p. 12-14.
- REMUS, M.V.D., GASTAL, M.C.P.; LAFON, J.M.; FONSECA, F.J.F.; MAGRO, F.U.F.; SOMMER, C.A. 2006. Reinterpretação do Complexo Intrusivo Lavras do Sul, RS de acordo com os sistemas volcano-plutônicos de subsistência. Parte 1: geologia, geofísica e geocronologia. Revista Brasileira de Geociências, 36:109-124.
- REMUS, M.V.D.; McNAUGHTON, N.J.; HARTMANN, L.A.; KOPPE, J.C.; FLETCHER, I.R.; GROVES, D.I. & PINTO, V.M. 1999. Gold in the Neoproterozoic juvenile Bossoroca volcanic arc of southernmost Brazil: isotopic constraints on timing and sources. Journal of South American Earth Sciences, 12:349-366.
- RIBEIRO, M. & L.M. FANTINEL. 1978a. Associações petrotectônicas do Escudo Sul-Riograndense : I - Tabulação e distribuição das associações petrotectônicas do Escudo do Rio Grande do Sul. Iheringia, Série Geológica, Porto Alegre, 5: 19-54.
- RIBEIRO, M.; BOCCHI, P.R.; FIGUEIREDO FILHO, P.M. & R.I. TESSARI. 1966. Geologia da Quadrícula de Caçapava do Sul, RS, Brasil. Boletim da Divisão de Fomento da Produção Mineral, DNPM, 127: 1-232.

- SAALMANN, K., HARTMANN, L.A., REMUS, M.V.D., KOESTER, E., CONCEIÇÃO, R.V. 2005a. Sm-Nd isotope geochemistry of metamorphic volcano-sedimentary successions in the São Gabriel belt, southernmost Brazil: Evidence for the existence of juvenile Neoproterozoic oceanic crust to the east of the La Plata Craton. *Precambrian Research*, 136:159-175.
- SAALMANN, K., REMUS, M.V.D., HARTMANN, L.A. 2005b. Geochemistry and crustal evolution of volcano-sedimentary successions and orthogneisses in the São Gabriel belt, southernmost Brazil - relics of Neoproterozoic magmatic arcs. *Gondwana Research*, 8:143-162.
- SAALMANN, K., REMUS, M.V.D., HARTMANN, L.A., 2006. Tectonic evolution of the Neoproterozoic juvenile São Gabriel belt, southern Brazil — constraints on Brasiliano orogenic evolution of the La Plata cratonic margin. *Journal of South American Earth Sciences* 21, 204–227.
- SARTORI, P. L. P.; Petrologia do Complexo Granítico de São Sepé, RS: modelo evolucionar de granitos do Sul do Brasil. Tese de doutoramento. USP, Instituto de Geociências, 197p.
- SATO, K.; KAWASHITA, L. Espectrometria de massa em geologia isotópica. *Geologia USP: Série Científica*, São Paulo, v. 2, p. 57-77, 2002.
- SILVA, L.C da ; HARTMANN, L. A. ; MCNAUGHTON, Neal Jesse; FLETCHER, I.; U-Pb SHRIMP Zircon Dating of Neoproterozoic Granitic Magmatism and Collision in the Pelotas Batholith, Southernmost Brazil. *International Geology Review*. COLUMBIA EUA, v. 41, p. 531-551, 1999.
- SOLIANI Jr., E. 1986. Os dados geocronológicos do Escudo Sul-riograndense e suas implicações de ordem geotectônica. Tese de doutoramento, Instituto de Geociências, Universidade São Paulo, 425 p.

- SORENSEN, H. & LARSON, L. M. 1987. Layering in the Ilimaussay alkaline intrusion, South Greenland. In: Origins of Igneous Layering (edited by Parson, I.). Reidel, Dordrecht, 1-28.
- SPARKS, R. S. J. AND HUPPERT, H. E. 1987. Laboratory experiments with aqueous solutions modeling magma chamber processes. I. Discussion of their validity and geological application. In: Origins of Igneous Layering, (I. Parsons, ed.), Reidel, 527-38.
- STRECKEISEN, A.L. 1973. Plutonic rocks – classification and nomenclature recommended by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geotimes*, v. 18, n. 10, p. 26 – 30.
- STRECKEISEN, A.L. 1976. Classification of the common igneous rocks by means of their chemical composition: a provisional attempt. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte*, H. 1, 1 – 15.
- TAIT, S.R. AND KERR, R.C. 1987. Experimental modeling of interstitial melt convection in cumulus piles. In: Origins of igneous layering (I. Parsons, ed.) D.Reidel, Dordrecht, 569-87.
- TESSARI, R.I. & PICADA, R.S. 1966. Geologia da quadrícula de Encruzilhada do Sul, RS, Brasil. DNPM. Boletim da Divisão de Fomento da Produção Mineral (124): 1-147.
- TURNER, J.S. & CAMPBELL, I.H. 1986. Convection and mixing in magma chambers. *Earth-Science Reviews*, 23:255-352.
- UFRGS. 1996. Projeto Lagoa-Rufino-Vila Nova: Mapa Geológico 1:25 000 de parte das Folhas Lagoa da Meia-Lua, Rufino Farias e Vila Nova”. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brasil (não publicado).
- UFRGS. 1997. Projeto Vila Nova: Mapa Geológico 1:25.000 da Folha Vila Nova. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brasil (não publicado).

- UFRGS. 2001. Projeto Vila Nova – Rufino Farias: Mapa Geológico 1:25.000 de parte das folhas Vila Nova e Rufino Farias”. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brasil (não publicado).
- UFRGS. 2005. Projeto Coxilha do Tabuleiro: Mapa Geológico 1:25 000 de parte da Folha Coxilha do Tabuleiro”. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brasil (não publicado).
- WAGER, L. R. & BROWN, G. M. 1967. Layered igneous rocks. Edinburgh & London: Oliver & Boyd, 588 pp.
- WAGER, L. R. & DEER, W. A. 1939: Geological investigations in East Greenland. Part 3, the petrology of the Skaergaard intrusion, Kangerdlugssuaq, East Greenland. Meddr Grønland 105 (4): 1-352.
- WAGER, L.R., BROWN, G.M. AND WADSWORTH, W.J. 1960. Types of igneous cumulates. J. Petrol. 1, 73-85.
- WHITE, R.S., SMITH, L.K., ROBERTS, A.W., CHRISTIE, P.A.F., KUSZNIR, N.J., 2008. Lower-crustal intrusion on the North Atlantic continental margin. Nature 452 (7186), 460–464.
- WHITNEY, D.L., EVANS, B., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. Am. Mineral. 95, 185\_187.
- WILDNER, W. 1990. Caracterização Geológica e Geoquímica das Seqüências Ultramáficas e Vulcano-Sedimentares da Região da Bossoroca. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Dissertação de Mestrado, 215p.
- WILSON, M. 1989. Igneous petrogenesis: a global tectonic approach. London, Chapman & Hall. 466 p.
- WINTER, J.D., 2001: An Introduction to igneous and metamorphic petrology. Prentice-Hall,697p.

APÊNDICE A – Mapa geológico do Complexo Máfico-Ultramáfico Mata Grande modificado de UFRGS (1997).



## ANEXO A – Resultados das Análises Químicas

Tabela 1 – Resultados das análises químicas de elementos maiores (%), menores e traço (ppm) para as amostras do CMG.

<b>AMOSTRA</b>	<b>MS-1</b>	<b>MS-2</b>	<b>MS-3A</b>	<b>MS-3B</b>	<b>MS-5</b>	<b>MS-06</b>	<b>MS-10</b>	<b>MS-11</b>
<b>SiO2</b>	46,92	45,72	46,69	37,74	39,21	46,35	50,66	46,05
<b>TiO2</b>	0,18	0,21	0,28	0,17	0,13	0,93	2,08	0,12
<b>Al2O3</b>	25,04	21,62	19,89	5,56	8,55	21,93	15,46	23,00
<b>Fe2O3</b>	4,10	5,58	6,22	12,14	10,80	7,70	10,34	4,91
<b>MnO</b>	0,06	0,08	0,09	0,17	0,15	0,08	0,15	0,07
<b>MgO</b>	6,96	11,35	12,13	31,49	27,09	6,53	6,03	10,14
<b>CaO</b>	12,51	10,82	9,61	2,72	4,49	9,79	6,75	11,25
<b>Na2O</b>	2,30	2,03	2,41	0,38	0,58	3,07	3,61	2,05
<b>K2O</b>	0,20	0,12	0,24	0,04	0,05	0,43	1,82	0,14
<b>P2O5</b>	0,02	0,02	0,04	0,03	0,02	0,03	0,44	0,01
<b>Cr2O3</b>	0,048	0,047	0,056	0,464	0,074	0,037	0,025	0,046
<b>LOI</b>	1,5	2,1	2,1	8,4	8,3	2,8	2,3	2,0
<b>TOTAL</b>	99,84	99,70	99,76	99,30	99,44	99,68	99,67	99,79
<b>Ba</b>	65	55	87	37	42	267	813	54
<b>Rb</b>	3,0	1,4	3,0	0,9	0,5	8,8	34,3	1,4
<b>Sr</b>	431,8	314,2	434,3	75,5	141,9	977,4	555,2	355,2
<b>Cs</b>	0,1	0,2	0,2	<0,1	<0,1	0,5	0,8	0,3
<b>Ga</b>	13,0	11,9	12,1	4,0	4,7	16,7	17,5	11,6
<b>Ta</b>	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,6	<0,1
<b>Nb</b>	<0,1	<0,1	<0,1	0,3	<0,1	0,5	11,8	<0,1
<b>Zr</b>	9,1	10,2	14,9	8,6	5,3	10,1	222,6	4,8
<b>Y</b>	3,2	2,9	5,2	2,1	1,5	2,8	25,5	1,6
<b>Th</b>	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	1,8	<0,2
<b>U</b>	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,5	<0,1
<b>Ni</b>	214,6	335,8	241,7	1358,0	920,2	89,7	54,6	275,9
<b>Co</b>	27,8	43,4	48,8	118,2	104,9	39,2	36,1	39,0
<b>V</b>	67	57	58	59	31	123	170	24
<b>Cu</b>	58,3	49,5	55,5	137,2	111,7	39,9	31,0	44,0
<b>Pb</b>	0,9	0,6	0,3	0,1	0,2	0,7	3,7	0,3
<b>Zn</b>	11	22	23	30	42	23	50	16
<b>Hf</b>	0,4	0,5	0,5	0,1	0,2	0,3	4,8	0,2
<b>Pr</b>	0,44	0,40	0,58	0,23	0,19	0,61	7,29	0,27
<b>La</b>	2,3	1,4	2,2	1,0	0,6	2,4	28,2	0,9
<b>Ce</b>	3,7	3,2	4,9	2,2	1,8	4,9	60,7	1,7
<b>Nd</b>	1,5	2,7	1,8	1,6	1,0	3,3	32,0	0,4
<b>Sm</b>	0,47	0,52	0,63	0,24	0,22	0,42	5,94	0,21
<b>Eu</b>	0,35	0,31	0,44	0,14	0,18	0,59	2,16	0,31
<b>Gd</b>	0,52	0,50	0,73	0,37	0,20	0,46	5,52	0,23
<b>Tb</b>	0,09	0,09	0,15	0,06	0,05	0,08	0,88	0,07
<b>Dy</b>	0,49	0,70	0,76	0,21	0,24	0,37	4,79	0,56
<b>Ho</b>	0,12	0,11	0,19	0,07	0,08	0,06	0,99	0,08
<b>Er</b>	0,27	0,35	0,43	0,28	0,15	0,19	2,70	0,13
<b>Yb</b>	0,37	0,53	0,46	0,29	0,26	0,36	2,36	0,29
<b>Lu</b>	0,04	0,04	0,06	0,02	0,03	0,02	0,36	0,02

<b>AMOSTRA</b>	<b>MS-12</b>	<b>MS-16</b>	<b>MS-18</b>	<b>MS-19</b>	<b>MS-20</b>	<b>MS-21B</b>	<b>MS-22A</b>	<b>MS-22B</b>
<b>SiO2</b>	44,30	48,57	47,26	46,65	45,51	47,17	48,28	45,85
<b>TiO2</b>	0,12	0,85	0,15	0,16	0,13	0,14	0,25	2,16
<b>Al2O3</b>	19,96	16,28	20,30	18,55	19,96	20,71	21,58	15,94
<b>Fe2O3</b>	5,96	8,19	6,43	7,02	5,91	5,33	5,79	12,10
<b>MnO</b>	0,08	0,14	0,09	0,10	0,08	0,07	0,08	0,18
<b>MgO</b>	13,79	9,18	11,24	13,70	13,57	10,95	6,93	8,30
<b>CaO</b>	9,60	11,45	9,61	9,26	10,06	10,19	9,80	8,99
<b>Na2O</b>	1,63	2,63	2,66	2,34	1,84	2,51	3,01	2,98
<b>K2O</b>	0,13	0,19	0,21	0,11	0,31	0,23	0,29	0,47
<b>P2O5</b>	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,03	0,50
<b>Cr2O3</b>	0,052	0,039	0,068	0,062	0,056	0,063	0,014	0,026
<b>LOI</b>	4,0	2,2	1,7	1,7	2,2	2,3	3,7	2,2
<b>TOTAL</b>	99,64	99,74	99,73	99,67	99,64	99,68	99,75	99,70
<b>Ba</b>	74	89	79	73	71	73	121	237
<b>Rb</b>	1,8	2,2	2,5	1,1	5,8	3,1	3,9	2,1
<b>Sr</b>	319,6	428,0	567,1	447,6	335,7	510,1	584,5	548,8
<b>Cs</b>	0,2	0,4	0,2	0,3	0,1	0,4	0,1	<0,1
<b>Ga</b>	11,3	14,8	12,7	11,9	10,8	12,4	14,7	19,0
<b>Ta</b>	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,3
<b>Nb</b>	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	6,4
<b>Zr</b>	5,6	15,1	5,6	5,2	4,9	4,9	10,1	93,1
<b>Y</b>	2,2	8,2	2,5	2,7	2,6	2,1	2,2	23,8
<b>Th</b>	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	0,6
<b>U</b>	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,2
<b>Ni</b>	388,5	51,3	325,3	341,0	386,9	275,5	65,8	78,1
<b>Co</b>	53,6	42,4	50,4	58,6	51,1	44,0	34,9	47,6
<b>V</b>	22	141	24	28	17	19	28	223
<b>Cu</b>	53,6	96,2	33,5	60,8	48,3	59,1	20,6	126,2
<b>Pb</b>	0,4	0,3	0,2	0,3	0,3	0,4	0,3	0,6
<b>Zn</b>	22	15	22	18	13	16	20	40
<b>Hf</b>	0,1	0,5	<0,1	0,3	0,3	0,1	0,2	2,4
<b>Pr</b>	0,37	0,57	0,31	0,30	0,41	0,35	0,48	5,17
<b>La</b>	1,5	1,5	1,1	1,4	1,8	1,4	2,0	16,9
<b>Ce</b>	2,2	3,7	2,6	2,4	2,2	2,4	3,8	37,3
<b>Nd</b>	1,0	4,1	0,7	1,2	2,4	0,7	1,9	24,3
<b>Sm</b>	0,29	1,08	0,25	0,31	0,34	0,30	0,45	5,08
<b>Eu</b>	0,33	0,71	0,36	0,32	0,27	0,30	0,53	2,13
<b>Gd</b>	0,26	1,33	0,40	0,29	0,34	0,33	0,52	5,68
<b>Tb</b>	0,06	0,25	0,06	0,06	0,06	0,07	0,08	0,80
<b>Dy</b>	0,47	1,42	0,38	0,48	0,45	0,32	0,47	4,51
<b>Ho</b>	0,05	0,33	0,06	0,09	0,07	0,05	0,11	0,88
<b>Er</b>	0,19	1,02	0,26	0,38	0,26	0,23	0,30	2,62
<b>Yb</b>	0,18	0,89	0,33	0,28	0,24	0,19	0,37	2,05
<b>Lu</b>	0,03	0,08	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,32

<b>AMOSTRA</b>	<b>MS-23</b>	<b>MS-24</b>	<b>MS-25</b>	<b>MS-26</b>	<b>MS-27</b>	<b>MS-29</b>	<b>MS-32</b>	<b>MS-33</b>
<b>SiO2</b>	47,77	46,59	41,69	48,80	51,33	46,59	44,65	37,90
<b>TiO2</b>	0,25	0,13	0,09	0,52	0,84	0,37	0,18	0,15
<b>Al2O3</b>	19,26	20,04	12,94	17,09	16,31	19,82	20,52	4,92
<b>Fe2O3</b>	7,89	6,26	10,94	7,27	7,02	6,54	5,94	12,45
<b>MnO</b>	0,11	0,09	0,13	0,11	0,13	0,09	0,08	0,18
<b>MgO</b>	11,07	11,88	19,86	9,79	8,46	11,71	12,29	30,99
<b>CaO</b>	9,31	9,70	5,82	11,82	11,28	10,33	10,51	2,87
<b>Na2O</b>	2,74	2,48	1,57	2,36	2,79	2,20	1,75	0,36
<b>K2O</b>	0,17	0,11	0,07	0,20	0,25	0,15	0,20	0,05
<b>P2O5</b>	0,03	0,02	0,02	0,04	0,02	0,03	0,02	0,02
<b>Cr2O3</b>	0,060	0,064	0,183	0,136	0,047	0,061	0,054	0,343
<b>LOI</b>	1,0	2,3	6,2	1,6	1,3	1,8	3,5	9,1
<b>TOTAL</b>	99,66	99,66	99,51	99,74	99,78	99,69	99,69	99,33
<b>Ba</b>	95	66	150	133	106	65	53	44
<b>Rb</b>	1,5	1,2	1,0	4,6	4,7	1,7	3,7	0,5
<b>Sr</b>	740,2	738,5	511,3	433,4	467,3	374,5	309,4	87,2
<b>Cs</b>	<0,1	0,3	0,2	0,2	<0,1	0,3	0,6	<0,1
<b>Ga</b>	14,1	12,8	9,0	14,9	14,7	11,6	10,7	4,6
<b>Ta</b>	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
<b>Nb</b>	0,3	0,2	0,3	0,4	0,3	0,2	<0,1	<0,1
<b>Zr</b>	12,2	4,6	2,9	17,1	16,1	17,1	9,1	6,9
<b>Y</b>	4,3	2,0	1,2	8,4	8,1	6,0	2,2	2,3
<b>Th</b>	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2
<b>U</b>	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,2	<0,1	<0,1	<0,1
<b>Ni</b>	259,9	285,7	618,6	65,8	12,2	301,7	353,4	1070,9
<b>Co</b>	55,1	56,1	108,3	45,5	29,2	42,4	47,1	130,5
<b>V</b>	39	24	23	126	146	53	24	42
<b>Cu</b>	62,5	60,8	120,9	39,7	36,0	58,0	49,6	50,8
<b>Pb</b>	0,3	0,4	0,2	0,3	0,3	0,4	0,2	<0,1
<b>Zn</b>	32	16	28	8	6	24	18	32
<b>Hf</b>	0,2	0,3	<0,1	0,7	0,6	0,2	0,4	0,3
<b>Pr</b>	0,52	0,27	0,17	0,77	0,57	0,57	0,38	0,31
<b>La</b>	1,8	1,4	0,8	2,4	1,5	1,9	1,3	1,1
<b>Ce</b>	4,0	2,6	1,6	5,0	4,1	3,9	2,6	2,0
<b>Nd</b>	2,1	1,1	0,8	2,7	4,5	3,0	1,3	1,4
<b>Sm</b>	0,66	0,27	0,13	1,31	1,22	0,87	0,28	0,42
<b>Eu</b>	0,46	0,30	0,20	0,80	0,78	0,47	0,35	0,22
<b>Gd</b>	0,68	0,42	0,19	1,56	1,39	0,74	0,43	0,40
<b>Tb</b>	0,12	0,05	0,03	0,30	0,26	0,16	0,08	0,08
<b>Dy</b>	0,74	0,23	0,18	1,82	1,52	1,09	0,43	0,38
<b>Ho</b>	0,11	0,08	0,04	0,33	0,29	0,22	0,07	0,11
<b>Er</b>	0,43	0,29	0,11	1,09	0,92	0,65	0,35	0,32
<b>Yb</b>	0,31	0,15	0,19	0,78	0,77	0,54	0,25	0,34
<b>Lu</b>	0,05	0,01	0,01	0,11	0,11	0,07	0,03	0,05