



UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO
ESCOLA DE MINAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

**GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS TERRAS RARAS (ETR) DO COMPLEXO MÁFICO-
ULTRAMÁFICO DE ALTO GRAU DE BARRO ALTO (GO)**

Saulo Lanna Martins de Mendonça

MONOGRAFIA nº 371

Ouro Preto, setembro de 2020

**GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS TERRAS RARAS (ETR) DO
COMPLEXO MÁFICO-ULTRAMÁFICO ACAMADADO DE
ALTO GRAU DE BARRO ALTO (CBA, GO)**



FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO

Reitora

Prof.^a Dr.^a Cláudia Aparecida Marliére de Lima

Vice-Reitor

Prof. Dr. Hermínio Arias Nalini Júnior

Pró-Reitora de Graduação

Prof.^a Dr.^a Tânia Rossi Garbin

ESCOLA DE MINAS

Diretor

Prof. Dr. Issamu Endo

Vice-Diretor

Prof. Dr. Hernani Mota de Lima

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

Chefe

Prof. M.Sc. Edison Tazava

MONOGRAFIA

Nº371

**GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS TERRAS RARAS (ETR) DO
COMPLEXO MÁFICO-ULTRAMÁFICO DE ALTO GRAU DE
BARRO ALTO (GO)**

Saulo Lanna Martins de Mendonça

Orientador

Prof. Dr. Marcos Tadeu de Freitas Suito

Monografia do Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Departamento de Geologia (DEGEO) da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial para avaliação da disciplina Trabalho de Conclusão de Curso–TCC 402, ano 2020.

OURO PRETO

2020

Universidade Federal de Ouro Preto– <http://www.ufop.br>
Escola de Minas- <http://www.em.ufop.br>
Departamento de Geologia- <http://www.degeo.ufop.br/>
Campus Morro do Cruzeiro, s/n, Bauxita
35.400-000 Ouro Preto, Minas Gerais
Tel.: (31)3559-1600, Fax: (31)3559-1606

Direitos de tradução e reprodução reservados.

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

SISBIN - SISTEMA DE BIBLIOTECAS E INFORMAÇÃO

M539g Mendonça, Saulo Lanna Martins de.

Geoquímica de elementos terras raras (ETR) do complexo máfico-ultramáfico de alto grau de Barro Alto (GO). [manuscrito] / Saulo Lanna Martins de Mendonça. - 2020.

60 f.: il.: color., gráf., tab., mapa. (Série: 371)

Orientador: Prof. Dr. Marcos Tadeu de Freitas Suita.
Monografia (Bacharelado). Universidade Federal de Ouro Preto.
Escola de Minas. Graduação em Engenharia Geológica .

1. Geoquímica. 2. Terras raras. 3. Intrusões (Geologia). 4. Complexos (Estratigrafia). I. Suita, Marcos Tadeu de Freitas . II. Universidade Federal de Ouro Preto. III. Título.

CDU 552.31(817.3)

Bibliotecário(a) Responsável: Sione Galvão Rodrigues - CRB6 / 2526

Ficha de Aprovação

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

TÍTULO: Geoquímica de elementos terras raras (ETR) do complexo máfico-ultramáfico de alto grau de Barro Alto (GO)

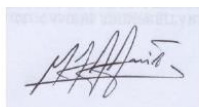
AUTOR: SAULO LANNA MARTINS DE MENDONÇA

ORIENTADOR: Marcos Tadeu de Freitas Suita

Aprovado em: 09 de setembro de 2020

BANCA EXAMINADORA:

Prof. Dr. Marcos Tadeu de Freitas Suita



DEGEO/UFOP

Prof. Dra. Gláucia Nascimento Queiroga



DEGEO/UFOP

Prof. Dr. Gustavo Henrique Coelho de Melo



DEGEO/UFOP

Ouro Preto, 09/09/2020

Agradecimentos

Agradeço aos meus pais Paulo Tadeu e Maria do Carmo por todo o carinho, por toda força e por sempre acreditarem em mim. Vocês são o meu maior exemplo para toda a vida. A minha irmã Larissa por todo companheirismo e por sempre estar disposta a me ajudar durante todo este tempo. A Ana Luiza por todo amor e felicidade que trouxe em minha vida, desde o primeiro momento que nos encontramos. A todos os amigos da República Maizona e República Melindrosa, em especial, Ceará, Torraca, Solitário, Vermelho e Gepeto. A todos os amigos que fiz na geologia em especial Delux, Delikado e Carlão. A todos os outros amigos que me acompanharam nessa caminhada Marcelinha, Cissa, Hakynão, Rafa, Bretera e tantos outros.

Ao professor Suita, pelos ensinamentos, paciência e orientação neste trabalho, sem sua ajuda nada disso seria possível. A DAP Engenharia e a CEPEMAR soluções ambientais pela oportunidade, por toda experiencia que pude vivenciar e pelo convívio com tantos profissionais que tanto admiro.

Ao departamento de Geologia, a Escola de Minas e a Universidade Federal de Ouro Preto juntamente com todos os professores que me proporcionaram ensino de excelência durante toda a graduação, me ensinando cada vez mais a me apaixonar pela Geologia e todas as suas áreas

SUMÁRIO

SUMÁRIO	x
LISTA DE FIGURAS	xii
LISTA DE TABELAS	xv
RESUMO	xvii
ABSTRACT	xix
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO	1
1.2 LOCALIZAÇÃO	1
1.3 OBJETIVO	2
1.4 JUSTIFICATIVA	2
1.5 MATERIAIS E MÉTODOS	3
1.5.1 Revisão bibliográfica	3
1.5.2 Metodologia de trabalhos de campo	3
1.5.3 Petrografia e minerografia	4
1.5.4 Metodologia de análise dos elementos terras raras (ETR)	4
2 CONTEXTO GEOLÓGICO	5
2.1 CONTEXTO GEOTECTÔNICO	5
2.2 QUADRO ESTRATIGRÁFICO DO CBA	7
2.2.1 Unidades do embasamento	8
2.2.2 Sequência Santa Barbara (SSB)	9
2.2.3 Sequência Ultramáfica (SUM)	9
2.2.4 Sequência Serra Grande (SSG)	10
2.2.5 Sequência Sul (SS)	10
2.2.6 Sequência Malacacheta (SM)	10
2.2.7 Intrusão de quartzo diorito	10
2.2.8 Sequência vulcano-sedimentar de Juscelândia (SJ)	11
2.3 ARCABOUÇO ESTRUTURAL	11
2.4 EVOLUÇÃO MAGMÁTICA-TECTÔNICA	12
3 PETROGRAFIA E MINEROGRAFIA	15
3.1 INTRODUÇÃO	15
3.2 PETROGRAFIA DA SEQUÊNCIA SANTA BÁRBARA (SSB)	15
3.3 PETROGRAFIA DA SEQUÊNCIA ULTRAMÁFICA (SUM)	19
3.4 PETROGRAFIA DA SEQUÊNCIA SERRA GRANDE (SSG)	20
3.5 PETROGRAFIA DA SEQUÊNCIA SUL (SS)	25
3.6 PETROGRAFIA DA SEQUÊNCIA MALACACHETA (SM)	26
4 RESULTADOS E DISCUSSÕES	31

4.1	INTRODUÇÃO	31
4.2	APRESENTAÇÃO DOS DADOS.....	37
4.2.1	Sequência Santa Bárbara (SSB).....	37
4.2.2	Sequência Serra Grande (SSG).....	39
4.2.3	Sequência Sul (SS).....	42
4.2.4	Sequência Malacacheta (SM)	44
4.3	DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	45
4.3.1	Sequência Santa Barbara (SSB).....	45
4.3.2	Sequência Serra Grande (SSG).....	46
4.3.3	Sequência Sul (SS).....	46
4.3.4	Sequência Malacacheta (SM)	47
5	CONCLUSÕES.....	49
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	51
	APÊNDICES.....	57

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1** - Localização e acesso do Complexo de Barro Alto e sua respectiva posição nas folhas topográficas em escala 1:100.000 (modificado de Lima & Ribeiro, 2010)2
- Figura 2** - Mapa geológico simplificado das principais litosequências do Arqueano ao Neoproterozóico da Província Tocantins (adaptado de Marini *et al.*, 1984, Oliveira 1993, Pimentel *et al.*, 1991, 1992, 1993, Ferreira Filho *et al.*, 1994, Suita & Chemale 1995).....6
- Figura 3** - Divisão dos Complexos de Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava em Sequências e Zonas Litológicas. Adaptado de Ferreira Filho *et al.* (1998 *in*: Oliveira *et al.*, 2009)6
- Figura 4** - Mapa geológico do CBA adaptado de Suita (1996 *in*: Takehara *et al.*, 1999)8
- Figura 5** - Fotomicrografia (Suita, 1996) com plagioclásio (*plag*) cúmulus precoce que ocorre como cristais tabular-ripiformes, inclusos em grãos porfiroclásticos de ortopiroxênio (*opx*) intercúmulus em (meta)norito. A hornblenda marrom desenvolveu-se no contato entre fenocristais de *opx* poiquilítico com *plag* cúmulus.....17
- Figura 6** - Fotomicrografia (Suita, 1996) de granulito máfico granoblástico, com mineralogia cúmulus muito deformada e metamorfizada na parte mais basal da SSB.....17
- Figura 7** - Fotomicrografia (Suita, 1996) de (meta)piroxenito (websterito) bandado, com relictos de *opx*- e *cpx* cúmulus e *plag* pós-cúmulus, menos deformado e metamorfizado, na “parte central” da SSB (CBA).....18
- Figura 8** - Fotomicrografia (Suita, 1996): observar a formação de microdobra isoclinal em cristal de *opx* ígneo, com margens cominuídas por processo de milonitização na SSB. Este processo resultou em diferenciação metamórfica com faixas ricas em *plag* e outras em *opx*, *cpx*, anfibólio, rara granada e opacos.....18
- Figura 9** - Fotomicrografia (Suita, 1996) de *opx* com exsoluções de *cpx* e plagioclásio com textura “*augen*” em milonito norítico de fácies hornblenda granulito do “topo” da SSB.....19
- Figura 10** - Fotografia de afloramento (Suita, 1996) de “*megaboudin*” de rocha ultramáfica serpentizada (harzburgito de fácies hornblenda granulito) da SUM. Observar as estruturas em *pod*s e *megapod*.....20
- Figura 11** - Fotomicrografia (Suita, 1996) da matriz metamórfica de (meta)peridotito harzburgítico, da SUM, de fácies hornblenda granulito a anfibolito, com cúmulus de olivina e Cr-espinélio e pós-cúmulus de *opx* muito cominuídos e recristalizados.....20
- Figura 12** - Fotografia (Suita, 1996) de afloramento em parede de córrego de (meta)gabro-norito da SSG com bandas máficas (*opx*- e *cpx* cúmulus) interacamadas com bandas félsicas (ricas em *plag* cúmulus).....22
- Figura 13** - Fotografia em detalhe (Suita, 1996) de afloramento com níveis alternados de mela- e leucogabro de fácies anfibolito na SSG. Os níveis mais claros são ricos em *plag* cúmulus e os escuros ricos em *cpx* cúmulus.....22
- Figura 14** - Fotografia (Suita, 1996) de rocha (meta)“anortosítica” da base da SSG com fino bandamento metamórfico dobrado isoclinalmente (ver detalhe ressaltado na imagem) com finas bandas claras e escuras.....23
- Figura 15** - Fotografia de afloramento (Suita, 1996) de hornblenda gabro pegmatítico da SSG em contato abrupto com os (meta)mela- a leuco-gabronoritos.....23

Figura 16 - Fotografia (Suita, 1996) de afloramento de (meta)hornblenda gabro pegmatítico intrusivo e/ou diferenciado em (meta)hornblenda gabro de grão médio da parte mais inferior da SSG	24
Figura 17 - Fotomicrografia (Suita, 1996) do hornblenda gabro pegmatítico, de fácies anfíbolito, intrusivo e diferenciado na parte basal da SSG. Observar a cominuição dos cristais de hornblenda ao longo de seus contatos com o plagioclásio.....	24
Figura 18 - Fotomicrografia (Suita, 1996), obtida por microsonda eletrônica, de exsoluções em trilhas de clinopiroxênio a partir de plagioclásio cálcico ripiforme do (meta)leucogabro-norito (amostra 69-II).....	25
Figura 19 - Fotografia (Suita, 1996) de rochas metamáficas de fácies anfíbolito, muito milonitizadas e bandadas do Setor Sul (SS). Observar as dobras intrafoliais assimétricas fechadas em bandas máficas, “sem raiz”, transpostas.....	26
Figura 20 - Fotomicrografias (em painel; extraído de Suita, 1996) de (meta)olivina gabro coronítico da SM. Observar domínios com diferenças mineralógicas marcantes, com e sem coronas, e com textura granoblástica superimposta ao bandamento ígneo.....	28
Figura 21 - Fotografia (Suita, 1996) de bloco rolado de (meta)olivina gabro coronítico da SM, com bandas de caráter ora mais máfico, ora mais félsico (denotadas por estarem ressaltadas ou não, respectivamente), na mina desativada de amianto na localidade de Santo Antônio da Laguna, Município de Barro Alto.....	28
Figura 22 - Fotomicrografias (em painel; extraído de Suita, 1996) de (meta)olivina gabro coronítico da SM, com desenvolvimento de textura coronítica ígnea. Observar embainhamento, reação e corrosão dos cristais cúmulus de olivina e de plagioclásio, para formação de coronas de hornblenda e picotita ígneas. O desenvolvimento de textura granoblástica é pouco intenso nas fotomicrografias neste painel.....	29
Figura 23 - Fotografia de afloramento (Suita, 1996) de ilmenita magnetitito da SM na serra homônima. Observar o bandamento ígneo (o martelo está paralelizado às bandas) com bandas mais máficas e outras mais félsicas com desenvolvimento posterior de foliação milonítica (S_m) paralela a sub-paralela ao bandamento.....	29
Figura 24 - Fotografia de afloramento (Suita, 1996) de (meta)hornblenda gabro pegmatítico da SM na serra homônima. Observar porções da rocha com limites difusos a nítidos das fácies mais ou menos grossos.....	30
Figura 25 - Gráfico de padrões de ETR, normalizados ao condrito, em gabros, noritos e gabro-norito sem metamorfismo, de alguns CMU (<i>e.g.</i> , Willmore <i>et al.</i> , 2000; Jang & Naslund, 2002; Manyeruke & Maier, 2005; Barnes & Gomwe, 2011).....	35
Figura 26 - Gráfico de padrões de ETR, normalizados ao condrito, em rochas metamorfolizadas de outros CMU (Remus <i>et al.</i> , 1993; Correia & Girardi, 1998; Raylings, 2001; Barnes & Gomwe, 2011; Santos, 2015).....	36
Figura 27 - Gráfico de padrões de ETR, normalizados ao condrito, em anfíbolitos do Complexo Cambaizinho (Remus <i>et al.</i> , 1993)	37
Figura 28 - Gráfico dos padrões dos ETR, normalizados ao condrito, das litologias da SSB com inclusão de padrões de ETR de rochas máficas e metamáficas de outros CMU (Remus <i>et al.</i> , 1993; Raylings, 2001; Jang & Naslund, 2002) para comparação.	38

Figura 29 - Gráfico dos padrões de ETR, normalizados ao condrito, das rochas metamáficas da SSG, CBA, parte 1 (este trabalho), que foram comparados ao padrão normalizado de ETR do metagabronorito de Lac des Iles (Barnes & Gomwe, 2011).....	40
Figura 30 - Gráfico dos padrões dos ETR, normalizados ao condrito, das rochas metamáficas da SSG, parte 2, comparados ao norito da soleira de Platreef (Complexo Bushveld; Manyeruke & Maier, 2005)	41
Figura 31 - Gráfico dos padrões dos ETR, normalizados ao condrito, dos anfibolitos da SS que são comparados aos anfibolitos do Complexo Cambaizinho (Remus <i>et al.</i> , 1993)	43
Figura 32 - Gráfico dos padrões dos ETR, normalizados ao condrito, dos (meta)gabros da SM com inclusão do gabro de Skaergaard (Jang & Naslund, 2002), para comparação.....	44

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Teores médios de ETR, normalizados ao condrito, de rochas máficas em outros complexos máficos-ultramáficos (CMU) mundiais, metamorfisados ou não.....	33
Tabela 2 - Relação das amostras selecionadas para análises litogeoquímicas e os respectivos corpos rochosos correspondentes.....	34
Tabela 3 - Somatórios e razões de ETR, normalizados ao condrito, analisados para rochas metamáfico-ultramáficas da SSB.....	38
Tabela 4 - Somatório e razões dos ETR, normalizados ao condrito, de amostras de rochas da SSG, parte 1.....	40
Tabela 5 - Somatório e razões de ETR, normalizados ao condrito, das análises de rochas da SSG, parte 2.....	42
Tabela 6 - Somatório e razões dos ETR, normalizados ao condrito, em anfibolitos da SS.....	43
Tabela 7 - Somatório e razões dos ETR, normalizados ao condrito, em rochas (meta)gabróicas da SM.....	44
Tabela 8 - Valores de ETR analisados em amostras representativas de litotipos da SSB.....	57
Tabela 9 - Valores de ETR analisados e normalizados ao condrito em amostras representativas de rochas da SSB.....	57
Tabela 10 - Valores de ETR analisados em amostras representativas de rochas para SSG, parte 1.....	58
Tabela 11 - Valores de ETR analisados e normalizados ao condrito em amostras representativas de rochas da SSG.....	58
Tabela 12 - Valores de ETR analisados em amostras representativas de litotipos da SS.....	59
Tabela 13 - Valores de ETR analisados e normalizados ao condrito em amostras representativas de rochas da SS.....	59
Tabela 14 - Valores de ETR analisados em amostras representativas de litotipos da SM.....	59
Tabela 15 - Valores de ETR analisados e normalizados ao condrito em amostras representativas de rochas da SM.....	60

RESUMO

O complexo estratiforme máfico-ultramáfico, metamorfizado em baixo, médio e alto graus, de Barro Alto-GO (CBA) é a maior intrusão estratiforme do Brasil. Ela ocorre na parte central da Província de Tocantins e possui uma idade mínima de 1.729 ± 29 Ma. O CBA tem grande importância econômica pela ocorrência de mina de níquel laterítico na Cidade de Barro Alto e tem alto potencial para depósitos sulfetados de Ni(Co)-Cu e EGP+Au. Neste trabalho, buscou-se estudar os padrões e anomalias normalizados dos elementos terras raras (ETR) de rochas do CBA e entender sua relação com a evolução das fases ígneas e metamórficas no complexo. Para isso analisaram-se estes elementos pelo método ICP-MS para interpretar o comportamento dos ETR e compará-los com os padrões de ETR em outros complexos máficos-ultramáficos no mundo. Com os resultados obtidos neste trabalho procurou-se estudar a causa das anomalias nos padrões obtidos e entender como a mobilidade dos ETR pode ser alterada em condições de intenso metamorfismo/hidrotermalismo e polideformação, como no caso do CBA. Os dados obtidos mostram que nestas condições de polideformação e metamorfismo/hidrotermalismo os padrões de ETR podem não ser bons indicadores petrogenéticos ígneos.

Palavras chave: geoquímica; elementos terras raras (ETR); complexos e intrusões máfico-ultramáficos; Barro Alto (GO); Brasil.

ABSTRACT

The high to low grade metamorphic stratiform mafic-ultramafic complex of Barro Alto, GO (CBA) is the largest intrusion in Brazil. It occurs in its central region, in the Tocantins Province and it has a minimum (U-Pb in zircon, isotopic dilution) age of $1,729 \pm 29$ Ma. It is of great economic importance due to a lateritic nickel mine into the Barro Alto City, and it also presents high potential for Ni (Co)-Cu and EGP+Au sulphide deposits. In this work, we sought to study the normalized patterns of the rare earth elements (REE) of the CBA and understand their relationship with the evolution of igneous and metamorphic phases in the complex. For that, it was used the analysis of these elements obtained through the ICP-MS method to interpret the behavior of REE and compare them with REE patterns in other mafic-ultramafic complexes, metamorphosed or not, in the world. With the results obtained in this work, we tried to understand the cause of the anomalies in the patterns obtained and understand how the mobility of REE can be altered in conditions of intense polideformation and/or metamorphism/hydrothermalism as in the case of CBA. The data obtained show that in these conditions the REE may not be a good igneous petrogenetic indicator.

Key words: litogeochemistry; rare earth elements (REE); mafic-ultramafic intrusions and complexes; Barro Alto (GO); Brazil.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

Os complexos máficos-ultramáficos (CMU) acamadados no Brasil e no mundo são de grande interesse científico e econômico, principalmente pela ocasional presença de depósitos sulfetados ou lateríticos de Ni (Co)-(Cu) e/ou elementos do grupo da platina (EGP)+Au. Dentre estes CMU, os presentes no Maciço Mediano de Goiás, Brasil, merecem destaque especial, os de Niquelândia (com mina paralisada de Ni laterítico), Barro Alto (com mina ativa de Ni laterítico) e Cana Brava (com mina desativada de amianto/asbesto) devido a atividade econômica existente nestes CMU (Correia *et al.*, 2007). Estes complexos acamadados ocorrem entre os crátons Amazônico e São Francisco, na Província Tocantins, na parte central do arco magmático de Goiás (Cordani *et al.*, 2000).

Neste trabalho foi feito um estudo da geoquímica dos elementos terras raras (ETR) em rochas máfico-ultramáficas do Complexo de Barro Alto(CBA), que, embora amplamente estudado em relação a características ígnea e metamórfica, potencial metalogênico e evolução magmato-tectônica, ainda carece de trabalhos sobre a geoquímica detalhada de elementos terras raras (ETR), que podem ser esclarecedores no estudo desta intrusão. Para isso, foi feito um estudo do comportamento e dos padrões das anomalias de ETR em outros CMU, já descritos na literatura, e sua comparação com os dados sobre estes elementos no CBA.

1.2 LOCALIZAÇÃO

A área de estudo localiza-se na região Centro-Oeste do Brasil, no Estado de Goiás (Figura 1), em sua porção central, abrange os municípios de Barro Alto, Goianésia, Ceres, Rialma e Rubiatuba. O complexo máfico-ultramáfico (CMU) CBA, possui área total de 2.860 Km² com comprimento no eixo mediano de 156 km e largura entre 8-25 km. A área do CMU abrange cinco folhas topográficas, escala 1:100.000: Uruaçu (SD-22-Z-B-IV); Barro Alto (SD-22-Z-B-V); Ceres (SD-22-Z-C-III); Goianésia (SD-22-Z-D-I); e, Vila Propício (SD-22-Z-D-II); e está limitada pelos paralelos 48°42'58"e 49°51'47"S e meridianos 14°38'32"e 15°25'41"W.

O município de Barro Alto está a 1.020Km da cidade de Ouro Preto e o acesso à região pode ser realizado a partir da rodovia BR-356 (Rodovia dos Inconfidentes), em direção à Belo Horizonte. Deve-se entrar na BR-040, em direção à Brasília, até Valparaíso de Goiás, onde se segue para oeste até a cidade de Águas Lindas de Goiás. Posteriormente, toma-se a BR-070 até Cocalzinho de Goiás, onde

toma-se a BR-414 na direção Norte, até o trevo próximo a Assunção de Goiás, onde segue-se pela rodovia GO-080 até o Município de Barro Alto.

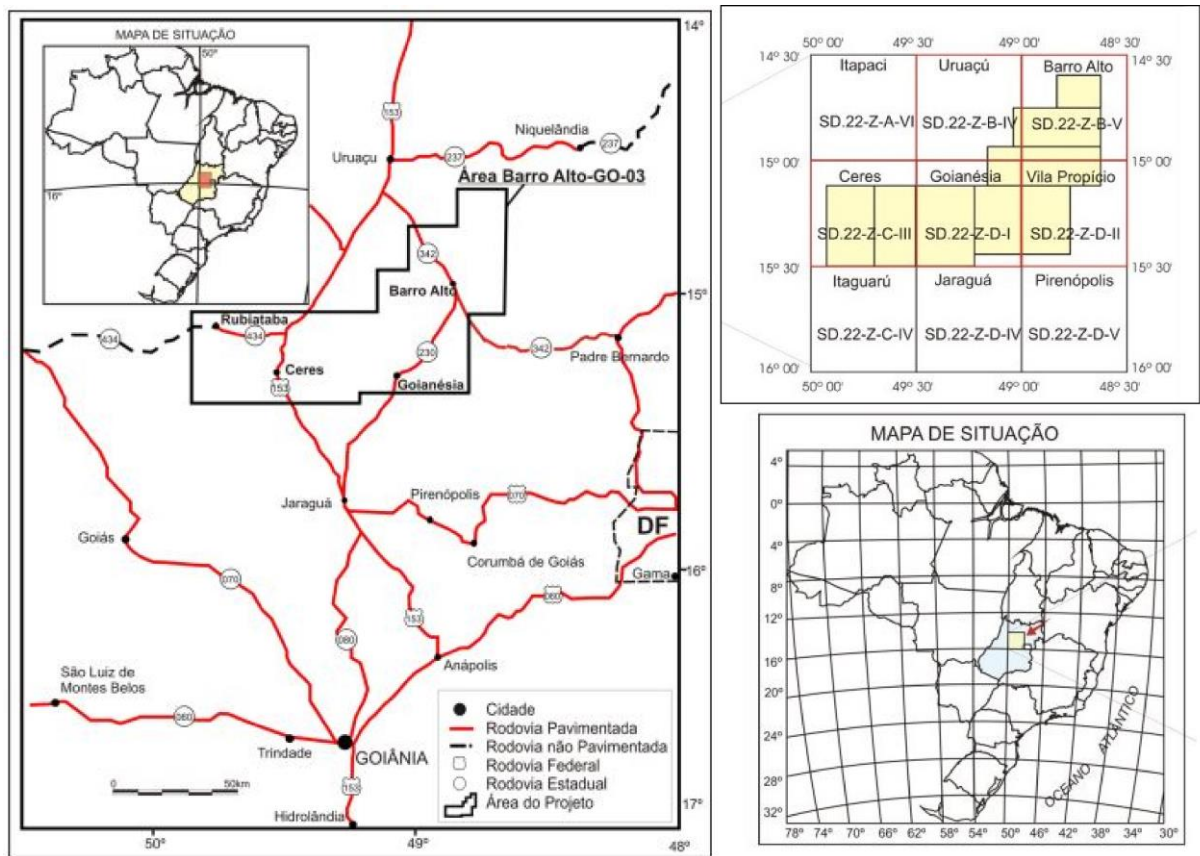


Figura 1- Localização e acesso do Complexo de Barro Alto e sua respectiva posição nas folhas topográficas em escala 1:100.000 (modificado de Lima & Ribeiro, 2010).

1.3 OBJETIVO

O objetivo deste trabalho é, compreender, de modo detalhado, a litogeoquímica e os padrões de anomalias dos elementos terras raras (ETR) do Complexo estratiforme máfico-ultramáfico de Barro Alto (CBA), GO e compará-los com padrões de ETR de outros CMU anteriormente estudados na literatura. Além disso, procura-se entender a relação dos ETR com as diversas litologias, evolução das fases magmáticas, metamórficas e hidrotermais, as modificações estruturais, processos deformacionais e o ambiente tectônico do CBA.

1.4 JUSTIFICATIVA

O projeto se justifica pela importância de se estudar, a litogeoquímica de ETR's em rochas máfico-ultramáficas que sofreram diversas fases de metamorfismo, implicando em diferentes condições de pressão e temperatura, bem como distintos regimes de circulação de fluídos em protólitos pobres a

muito pobres nestes elementos. O entendimento das modificações geoquímicas pode auxiliar a entender a petrologia, possível metalogenia destas rochas e possíveis locais de formação e remobilização de depósitos minerais que possam ocorrer. Além disto, como estas rochas são pouco estudadas em termos geoquímicos detalhados para elementos traços, como os ETR, este projeto poderá trazer uma contribuição para o entendimento deste complexo.

1.5 MATERIAIS E MÉTODOS

O trabalho foi realizado conforme os itens descritos a seguir.

1.5.1 Revisão bibliográfica

O trabalho que foi usado como base de consulta bibliográfica principal foi a tese de doutorado, de Suita (1996), bem como, as referências bibliográficas nela contidas. Para complementar este TCC, utilizaram-se, ainda, a bibliografia e os métodos a serem aplicados neste trabalho, livros, textos e artigos sobre temas relacionados ao projeto.

1.5.2 Metodologia de trabalhos de campo

Os trabalhos de campo para coleta de amostras de rochas e dados geológicos-estruturais foram realizados no CBA, pelo orientador deste TCC, Prof. Dr. Marcos Tadeu de Freitas Suita, na sua tese.

A primeira campanha aconteceu em junho de 1991, em Goiás (municípios de Goianésia, Barro Alto, Ceres e Rialma). Nesta etapa, a coleta de dados litológico-estruturais, desenvolveu-se, principalmente, em rochas granito-gnaíssicas do embasamento cristalino, em litologias do CBA e da Sequência vulcano-sedimentar de Juscelândia.

A segunda campanha ocorreu de setembro a novembro de 1991 e envolveu o mapeamento da porção centro-norte do CBA em escala 1:50.000, com coleta detalhada de dados geológicos-estruturais e de amostras de rocha. Nesta etapa foram usados mapas topográficos do IBGE e do DNPM/CPRM em escalas 1:100.000 e 1:50.000, além de fotografias aéreas da CPRM/USAF em escala 1:60.000, todos fornecidos pelo DNPM, Goiás.

Além da coleta de dados-estruturais, foram feitos perfis geológicos perpendiculares às principais estruturas geológicas locais, principalmente nas serras de Santa Bárbara, Malacacheta e Grande. Visaram-se a coleta de amostras de rochas e dados estruturais de diferentes unidades litológicas que poderiam representar a pseudoestratigrafia do CBA e seu desenvolvimento ígneo, metamórfico/hidrotermal e estrutural.

1.5.3 Petrografia e minerografia

A petrografia e minerografia das rochas dos corpos estudados foram realizados por Suita (1996), por métodos óticos convencionais na Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), Brasil, e na University of Western Ontário (UWO), em London, Canadá. Foram analisadas 141 lâminas delgadas polidas e 18 seções polidas para análise petrográfica e posteriores análises mais detalhadas. A classificação petrográfica utilizou a terminologia adotada por Wager & Brown (1967) e Jackson (1971) para as rochas cumuladas e a de Streckeisen (1973, 1974 e 1976) para as demais unidades litológicas.

1.5.4 Metodologia de análise dos elementos terras raras (ETR)

Para a análise dos ETR, utilizou-se o método de espectrometria de plasma (*ICP-MS, induced coupled plasm, mass spectrometry*; plasma acoplado induzido com espectrometria de massa; Suita, 1996). Para a normalização dos valores dos ETR (La- lantânio, Ce- cério, Nd- neodímio, Sm- samário, Eu- európio, Gd- gadolíneo, Dy- disprósio, Er-érbio, Yb- itérbio e Lu- lutécio), utilizaram-se os valores de abundância do condrito de Leedley (Masuda *et al.*, 1973) divididos por 1,2. Utiliza-se esse artifício para se ter uma maior aproximação dos teores do condrito de Leedley com a média de outros condritos, que foram utilizados no passado (Sun & Hanson, 1976; Taylor & Gorton, 1977; Suita, 1988). Para este trabalho foram usadas estas análises já feitas, para uma comparação com outros dados existentes na literatura e para complexos máficos-ultramáficos acamadados de alto grau.

CAPÍTULO 2

CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1 CONTEXTO GEOTECTÔNICO

O complexo máfico-ultramáfico de alto grau de Barro Alto (CBA), está inserido na Província Tocantins, que se trata de uma entidade orogênica de idade neoproterozóica, com dupla vergência estrutural, e que se desenvolveu durante a colagem orogênica que ocorreu na região central do Brasil (Almeida *et al.*, 1977). Esta província possui uma direção geral norte-sul com cerca de 2.000 Km de comprimento e até 800 Km de largura. Nela ocorrem as faixas orogênicas de dobramento e cisalhamento Paraguai-Araguaia a oeste e Brasília a leste, resultantes da colisão de três blocos continentais (crátons Amazônico a oeste, São Francisco a leste e Paranapanema a sudoeste) durante a amalgamação do Gondwana Oriental (Delgado *et al.*, 2003).

Segundo Correia *et al.* (2007) e Pimentel *et al.* (2004), a Província Tocantins pode ser compartimentada em zona cratônica, cinturão Brasília, maciço de Goiás, arco magmático de Goiás e cinturões Paraguai e Araguaia. Já o maciço de Goiás localizado na parte central da província, é composto pelos complexos estratiformes máficos-ultramáficos de Cana Brava, Niquelândia e Barro Alto, por *greenstone belts* arqueanos a paleoproterozóicos e as rochas granito-gnáissicas (TTG's) e granulíticas do Terreno de Crixás (Figura 2; Cordani *et al.*, 2000). Pode-se fazer uma correlação entre as sequências destes 3 complexos, como pode ser visto na figura 3.

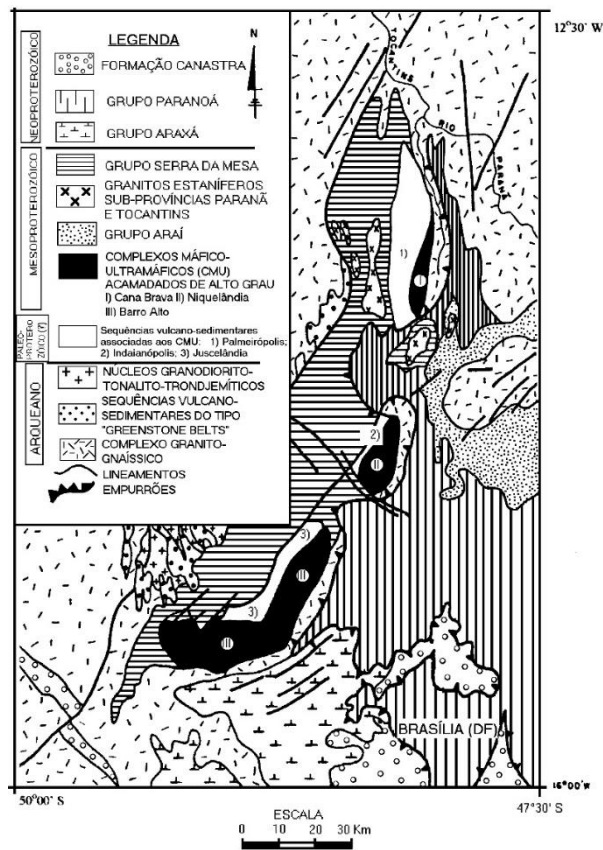


Figura 2 – Mapa geológico simplificado das principais litosequências do Arqueano ao Neoproterozóico da Província Tocantins (adaptado de Marini *et al.*, 1984, Oliveira 1993, Pimentel *et al.*, 1991, 1992, 1993, Ferreira Filho *et al.*, 1994, Suita & Chemale 1995)

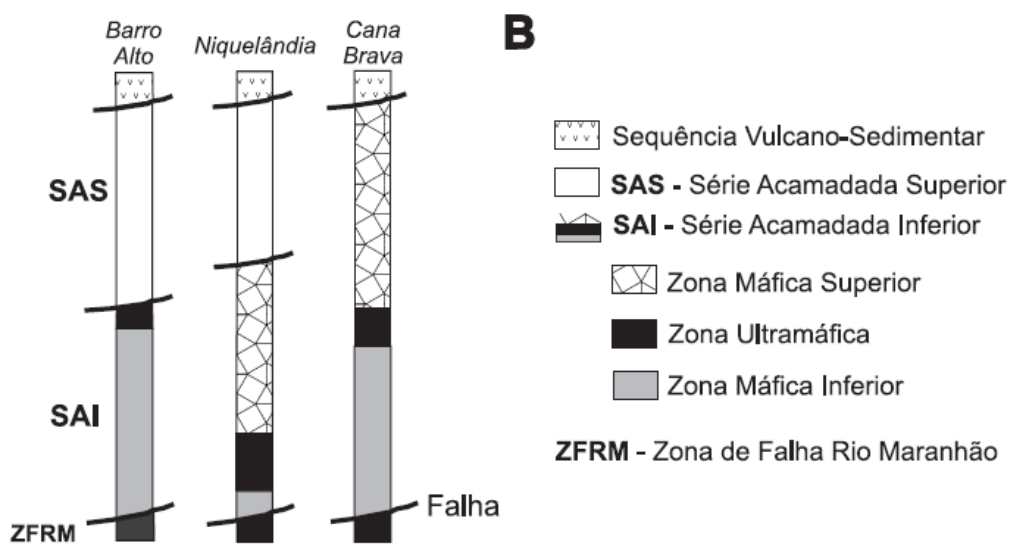


Figura 3 - Divisão dos Complexos de Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava em Sequências e Zonas Litológicas. Adaptado de Ferreira Filho *et al.* (1998 in: Oliveira *et al.*, 2009).

2.2 QUADRO ESTRATIGRÁFICO DO CBA

A área em estudo que compreende o CBA, com forma de arco ou “bumerangue”, tem deformações em domínio de *thrusts*, com cisalhamentos direcionais e oblíquos e dobramentos recumbentes e possui idade pré-cambriana (Danni *et al.*, 1982, 1984; Fuck *et al.*, 1981, 1989; Suita, 1996). O CBA foi estudado por diversos autores (*e.g.*, Baeta Jr. *et al.*, 1972; Figueiredo, 1978; Girardi *et al.*, 1981; Assumpção *et al.*, 1985; Oliveira, 1993; Oliveira & Jost, 1992, 1993; Suita *et al.*, 1992, 1993a, b, 1994 a, b, Suita, 1996) com várias propostas de divisão.

A reconstrução da estratigrafia do CBA segundo Suita (1996), se baseou nas principais sequências de minerais cumulus, acamamento ígneo preservado, dados de litogeoquímica e química mineral, padrões de EGP+Au+Ni+Cu, “grupo 3D”, paragêneses ígneas e metamórficas, aspectos texturais e estruturais. Neste trabalho, o CBA foi dividido em cinco grandes sequências (Suita, 1996): 1. Santa Barbara (SSB); 2. Ultramáfica (SUM); 3. Serra Grande (SSG); 4. Sul (SS); e 5. Malacacheta (SM); da base para o topo (Figura 4). Esta divisão foi estabelecida a partir de dados de campo (Suita, 1996) e da revisão de trabalhos de Baeta Jr. *et al.* (1972), Figueiredo (1978), Danni *et al.* (1982, 1984), Fuck *et al.* (1981, 1989), Girardi *et al.* (1981) e Oliveira & Jost (1993).

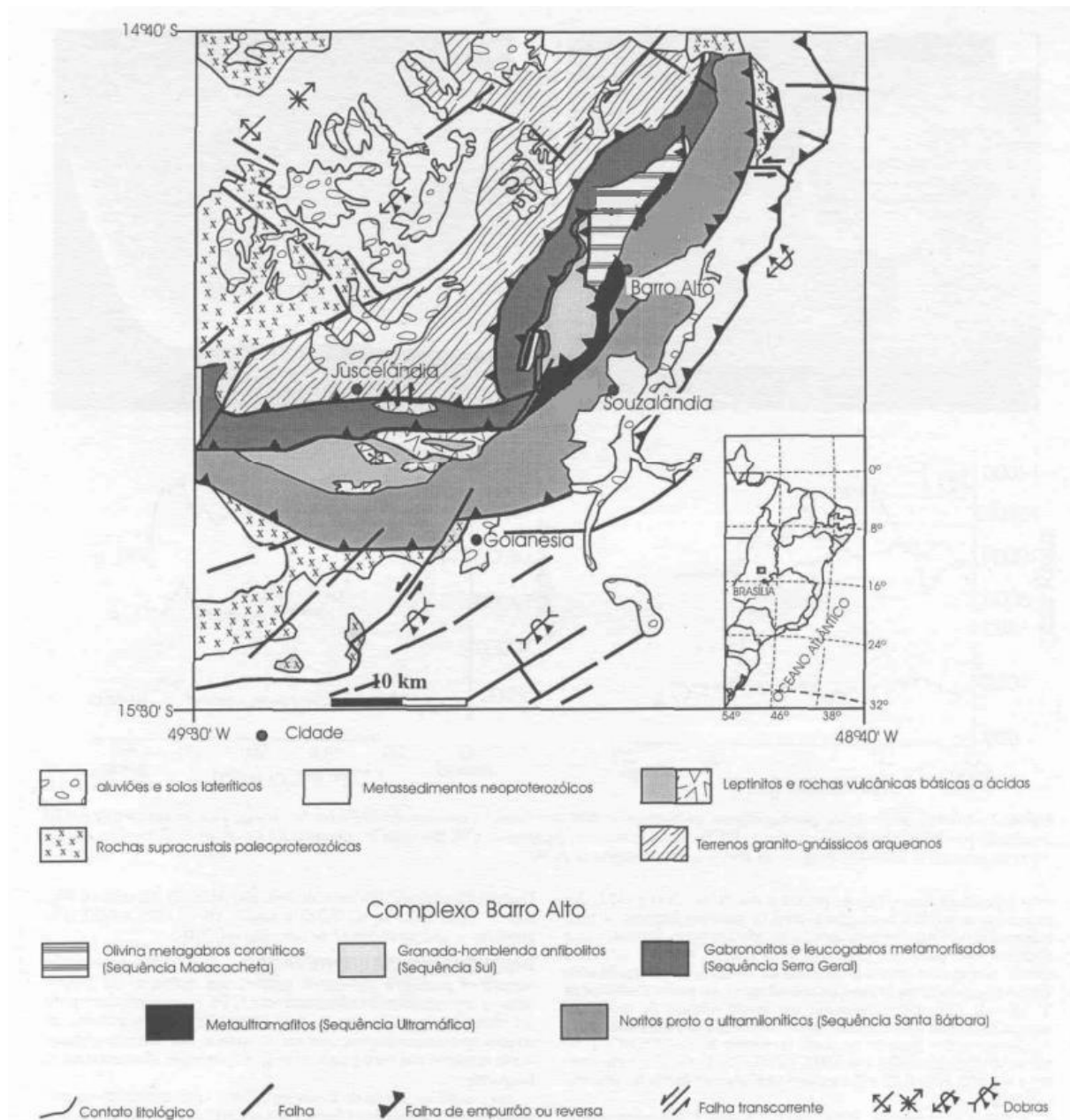


Figura 4 - Mapa geológico do CBA adaptado de Suita (1996 in: Takehara *et al.*, 1999)

2.2.1 Unidades do embasamento

O embasamento da área em volta do CBA, possui idade arqueana (>2,7Ga) e consiste de complexos granito-gnáissicos de alto grau com composição granodiorítica a tonalítica (TTG's) que são cortados por diques de anfíbolo, corpos graníticos tardios e envolvidos por sequências vulcano-sedimentares do tipo *greenstone belt* (Danni *et al.*, 1982). Possui porções intensamente milonitizadas e retrometamorfizadas e, em outras porções, possui uma intensa alteração hidrotermal com cloritização,

sericitização, albitização e carbonatação abundantes, além da formação de veios de quartzo com sulfetos oxidados com ouro (Suita, 1996).

2.2.2 Sequência Santa Barbara (SSB)

A Sequência Santa Bárbara se estende na direção norte-nordeste nos municípios de Barro Alto e Goianésia. Em sua porção norte possui contatos tectônicos diretos, a oeste. Estes contatos ocorrem através de uma extensa zona de falhas de empurrão com as sequências Ultramáfica, Serra Grande e Malacacheta, as quais está sotoposta (Suita, 1996). Ela está sobreposta a rochas milonitizadas do complexo granito-gnáissico e a rochas meta-sedimentares, de grau metamórfico baixo, atribuíveis ao Grupo Araxá. A parte basal da SSB é composta por (meta)noritos, gabro-noritos e piroxenitos a clinóe/ou ortopiroxênio (tipo websteritos e bronzititos), estas rochas estão parcial a totalmente milonitizadas com rara preservação de mineralogia e texturas ígneas (Suita, 1996).

Em sua parte intermediária, ela é representada por uma sequência de cumulados máficos e ultramáficos e compõem-se de rochas (meta)piroxeníticas, noríticas e gabro-noríticas, proto-ultramilonitizadas, bandadas ou não, com fácies metamórficas enstatita a hornblenda granulito. Possui texturas granoblásticas a blastomiloníticas, com retrogressões em fácies anfíbolito e xisto verde ao longo de zonas reativadas de *thrust* (Butler 1989 *in*: Suita, 1996).

A parte superior da SSB é formada por rochas do tipo granada-plagioclásio-hornblenda anfíbolito, que compõe blastomilonitos fortemente dobrados em dobras fechadas e metamorficamente diferenciados, ou ultramilonitos máficos bandados de fácies xisto verde, que tem bandas gnáissicas com composições gabróicas.

2.2.3 Sequência Ultramáfica (SUM)

Esta sequência tem maior representação na parte centro-sudoeste do CBA. Está limitada em sua base por contatos com rochas noríticas granulitizadas e milonitizadas da SSB e no topo por contatos com rochas gabro-noríticas a leuco-noríticas da SM. Estes contatos são sempre tectônicos, através de falhamentos de empurrão, *thrusts*, com orientação geral para leste. As litologias presentes na SUM são (meta)dunitos e peridotitos harzburgíticos cumuláticos, metamorfisados em fácies hornblenda granulito a anfíbolito, com variadas intensidades de serpentinizações posteriores.

2.2.4 Sequência Serra Grande (SSG)

A Sequência Serra Grande está representada a oeste-noroeste da cidade de Barro Alto por um conjunto de rochas (meta)gabró-noríticas (com fácies mela- a leucocráticas e até plagioclásio piroxenitos), gabróicas, leuco-gabróicas a anortosíticas intercamadas e recorrentes e por corpos intrusivos de hornblenda gabros pegmatíticos (Suita, 1996). Estas rochas se encontram metamorfozadas e deformadas com a presença de dobramentos abertos a assimétricos fechados e com falhas de empurrão que transicionam e evoluem entre si. Possui fácies metamórficas de hornblenda granulito a anfíbolito.

2.2.5 Sequência Sul (SS)

A Sequência Sul compõe-se de rochas gnáissicas metamáficas milonitizadas e blastomilonitizadas, com segregações de quartzo em larga escala, em milonitos com grãos finos a muito finos. Quando se compõem pelos blastomilonitos estes possuem grãos de tamanho médio. Estas rochas mostram dobras assimétricas fechadas intrafoliais com estruturas sigmóides de plagioclásio e granada cisalhados nos flancos das dobras (Suita, 1996).

2.2.6 Sequência Malacacheta (SM)

A Sequência Malacacheta é composta caracteristicamente por (meta)olivina gabros coroníticos em sua parte basal e, em direção ao topo, compõe-se de (meta)hornblenda gabros e possui, também, níveis maciços de ilmenita magnetitos, com intrusões de gabros pegmatíticos. Esta sequência possui fácies metamórficas que variam de hornblenda granulito a granada anfíbolito e podem ocorrer também como fatias tectônicas alóctones de fácies granulito em meio a rochas de fácies anfíbolito. Os dados estruturais não demonstram com clareza a posição superior desta sequência. Ela foi ali colocada devido a química de rochas e minerais em comparação com complexos acamadados do tipo Bushveld e Stillwater (Biondi, 1986; Naldrett & Von Gruenewaldt, 1989; Von Gruenewaldt, 1993).

2.2.7 Intrusão de quartzo diorito

Há uma intrusão tardia e, talvez, co-magmática, de um quartzo diorito. Esta unidade aflora próximo ao Córrego Lajeado, no Município de Barro Alto, onde ocorre como lajeados isolados dentro do “topo” estrutural da SSB (Suita, 1996). Nesta área ocorrem xenólitos de rochas noríticas granulitizadas e milonitizadas. Estes xenólitos possuem grande semelhança mineralógica e estrutural com as rochas encaixantes noríticas de fácies hornblenda granulito, que foram retrometamorfozadas na fácies anfíbolito (Suita, 1996). A datação do quartzo diorito foi feita através do método U/Pb por seis

frações de zircão (por diluição isotópica) e a idade determinada foi de 1.729 ± 21 Ma. Esta foi interpretada como sendo a idade primária de intrusão, cristalização e diferenciação deste quartzo diorito e, assim, uma idade mínima para o CBA (Suita, 1996.).

2.2.8 Sequência vulcano-sedimentar de Juscelândia (SJ)

Esta sequência é composta por rochas vulcano-sedimentares, principalmente rochas básicas, intermediárias e ácidas de natureza oceânica (Danni *et al.*, 1982, 1984; Danni & Kuyumjian, 1984; Fuck *et al.*, 1981, 1989). Na área de estudo a sequência está representada por rochas supracrustais, vulcânicas e subplutônicas ácidas e básicas e rochas sedimentares detrítico-químicas em fácies metamórficas de alto, médio e baixo graus.

2.3 ARCABOUÇO ESTRUTURAL

Em termos estruturais o CBA, logo após sua intrusão, sofreu um metamorfismo transicional de alto a médio graus se considerarmos a direção da parte basal para o topo da sua pseudo-estratigrafia e de Leste-Sudeste para Oeste-Noroeste. Há também um metamorfismo retrógrado de fácies anfíbolito e de xisto verde (Baeta Jr. *et al.*, 1972; Figueiredo, 1978; Suita *et al.*, 1992, 1993, 1994, Suita, 1996).

A deformação é policíclica e se manifesta em falhas de empurrão, de transcorrência e dobramentos em geral plano-paralelos ou assimétricos ao acamamento ígneo. Ainda há metamorfismos de alto grau a baixo, que ocorreram de modo pré-a sin-tectônico. O metamorfismo sin-tectônico de alto a médio graus é mais proeminente próximo a falhas de *thrust*, nas rampas frontais, com retrogressões locais tardias nas fácies anfíbolito e xisto verde que estão associadas a reativações de fatias tectônicas do complexo, delimitadas também por outras famílias de falhas de empurrão anteriores e, localmente, zonas dobradas (Suita *et al.*, 1992, 1993, 1994, Suita, 1996). Os efeitos destas fases de metamorfismos regressivos de mais baixo grau se devem ao posicionamento do CBA em um evento orogênico compressivo de caráter regional (Fuck *et al.*, 1989; Suita *et al.*, 1994). Os limites tectônicos do CBA com o embasamento ocorrem por falhas de empurrão em seus contatos inferiores a Leste e superiores a Oeste (Suita, 1996).

O contato da intrusão do CBA, a oeste, com a Sequência Juscelândia, com a qual se intercala, se dá por meio de falhas de empurrão. Uma descrição estrutural um pouco mais detalhada de cada sequência registra que, na SSB, há uma foliação principal proto- a ultramilonítica com direção NE com inflexões para NNE e NNW. Essas foliações estão cortadas por uma série de falhas com deslocamento direcional que geram dobras assimétricas fechadas com eixos verticalizados e milonitos (Suita, 1996). Localmente, ocorrem movimentos transcorrentes de caráter dextral. Através da análise de lineações

minerais e da foliação principal foi concluído que estes elementos estruturais estão, possivelmente, relacionados as rampas frontais de empurrão que se desenvolveram no CBA, durante o ciclo Brasileiro (Suíta *et al.*, 1994).

Em relação a SSG, em termos estruturais, ocorre uma superfície deformativa principal, com foliação proto- a milonítica, com menor intensidade deformacional que na SSB. Esta foliação principal está relacionada a falhas de empurrão e possui ângulos variados com o S_0 (Suíta, 1996). Essa foliação principal está também cortada por uma série de falhas de deslocamento direcional e cisalhamentos transcorrentes dúcteis que geram dobras assimétricas fechadas com eixos verticalizados. Há, ainda, evidências de falhas transcorrentes com espessuras milimétricas a centimétricas (Suíta, 1996). Em associação com a SSB e outras sequências do CBA, foi sugerido que a lineação mineral contida na foliação principal está possivelmente relacionada as rampas frontais de empurrão que se desenvolveram no CBA no Ciclo Brasileiro (Suíta *et al.*, 1994). O transporte tectônico por empurrão está na direção SSE e há uma família de falhas transcorrentes com direção aproximada E-W.

Por fim na SM, existe uma foliação principal sub-horizontal a horizontal com atitude geral $N78^\circ/90^\circ NW$, que é deslocada por falhas direcionais sub-verticais. Através da análise das foliações e lineações de estiramento, foi concluído um transporte tectônico principal para E-SE, através de falhas transcorrentes, num regime de rampas de deslocamento lateral e/ou oblíquo, associadas a processos de empurrão durante a deformação do CBA no ciclo Brasileiro (Suíta *et al.*, 1994).

2.4 EVOLUÇÃO MAGMÁTICA-TECTÔNICA

Conforme já descrito, através de datações U-Pb, em cristais de zircão, realizadas no quartzo diorito intrusivo no CBA e na Província Tocantins, assim como em dados de campo, geoquímicos e petrológicos (Pimentel *et al.*, 1991a, b, 1992, 1993; Ferreira Filho & Naldrett, 1993; Suíta *et al.*, 1992; 1993a, b; 1994 a, b; Suíta, 1996), foi indicada uma idade mínima para a intrusão do CBA no Mesoproterozóico a, pelo menos, 1.729 ± 21 Ma. Posteriormente, houve um episódio de magmatismo máfico e possivelmente ácido, a cerca de 1,29-1,26 Ga, que se pode relacionar a um evento de caráter extensional, provavelmente do tipo rifte (Suíta, 1996). Na área do CBA e da Província Tocantins, estes fenômenos foram seguidos por metamorfismo sin-tectônico de alto e médio graus, associados a colisão continental dos crátons Amazônico e São Francisco, no Ciclo Brasileiro, durante o Neoproterozóico (0,93-0,60 Ga; Suíta, 1996).

Estas idades do CBA, não excluem sua divisão em duas diferentes associações de rochas de diferentes idades e gêneses. Porém, estas idades associadas a dados de campo, geoquímicos, petrográficos e petrológicos na área do CBA (Suíta *et al.*, 1992, 1993a, b, 1994a, b; Suíta, 1996) impedem a divisão das sequências como devido a suas fácies metamórficas. Este conjunto de dados

exclui também a natureza ofiolítica de parte do CBA (Danni *et al.*, 1982, 1984; Fuck *et al.*, 1981, 1989) e reforça sua natureza acamadada (Baeta Jr. *et al.*, 1972; Girardi *et al.*, 1981; Nilson, 1984; Oliveira & Jost, 1993; Suita *et al.*, 1992, 1993a, b, 1994a, b; Suita, 1996).

Além disso, estas idades apontam para o mesmo período de tempo (1,75-1,71 Ga) para a intrusão e, provavelmente um mesmo tipo de magma picrito-toleítico para os complexos máficos-ultramáficos acamadados da região de Barro Alto e de Niquelândia e, possivelmente, de Cana Brava (Ferreira Filho *et al.*, 1994; Suita *et al.*, 1992, 1993a, b, 1994a, b). Houve um extenso e importante magmatismo extensional intracontinental máfico-félsico na Província Tocantins a cerca de 1,75-1,71 Ga (Suita & Chemale, 1995; Suita, 1996). Foi sugerido que o magmatismo máfico, formador destes grandes CMU, foi causado por *underplating*, provavelmente relacionado a evento de pluma de manto (Suita, 1996).

Desde o fim do magmatismo félsico anorogênico, intracratônico, de 1,60 Ga, nenhum evento deformacional, metamórfico ou magmático de escala regional aconteceu até 0,93 Ga (Orogênese Brasileira) na parte central do Brasil (Suita & Chemale, 1995; Suita, 1996).

Mendonça, S. L. M. 2020, Geoquímica de elementos terras raras (ETR) do complexo máfico-ultramáfico de alto grau de Barro Alto (GO)

CAPÍTULO 3

PETROGRAFIA E MINEROGRAFIA

3.1 INTRODUÇÃO

Em termos petrográficos as rochas do Complexo de Barro Alto (CBA) foram divididas em 5 sequências (Suita, 1996), conforme já foi referido: 1. Santa Bárbara (SSB); 2. Ultramáfica (SUM); 3. Serra Grande (SSG); 4. Sul (SS) e 5. Malacacheta (SM).

3.2 PETROGRAFIA DA SEQUÊNCIA SANTA BÁRBARA (SSB).

Pelo caráter das polideformações tectônicas e/ou metamorfismos e/ou hidrotermalismo(s)/metassomatismo(s) superimpostos e escala de trabalho usada, não foi possível a separação em detalhe das diferentes unidades de rocha dentro da SSB. Isto determinou que se fizesse uma descrição geral dos aspectos petro- e minerográficos das rochas da SSB para não se detalharem unidades isoladas de menor expressão (Suita, 1996). Maiores detalhes da “Petrografia”, bem como dados de análises litoquímicas e de química mineral destas rochas e de seus minerais e respectivas sequências podem ser encontrados em Suita (1996). Destaca-se que, todas fotografias e/ou fotomicrografias neste trabalho de TCC, foram retiradas e/ou editadas de Suita (1996).

Na maioria das rochas analisadas, as diferentes texturas e paragêneses são metamórficas, função da intensidade, continuidade, caráter e domínio de deformação, condições diferentes de pressão e temperatura e presença, ou não, de fluídos reativos e sua(s) composição(ões). A preservação de assembléias mineralógicas, sucessivamente mais antigas, depende essencialmente da posição da rocha dentro de domínios de média a pequena intensidade deformacional e da continuidade do esforço, no sítio considerado durante as fases deformativas (Suita, 1996).

A principal característica mineralógico-textural ígnea da SSB é a do plagioclásio (*plag*) como fase cúmulus precoce em cristais tabular-ripiformes inclusos em porfiroclastos de ortopiroxênio (*opx*) ígneo (Figura 5).

Como já descrito antes, a zona basal é composta, principalmente, por (meta)noritos, gabro-noritos e piroxenitos (tipo websteritos e bronzititos, ou ortopiroxenitos), a clino- (*cpx*) e/ou ortopiroxênio (*opx*) subordinados. Estas rochas estão parcial a totalmente milonitizadas, geralmente transformadas em agregados granoblásticos de grão fino a muito fino, formam blastomilonitos

granulíticos, mais raro, granada anfibolitos de granulação média, com rara preservação de mineralogia e texturas ígneas (Figura 6).

A SSB na sua parte intermediária é representada por uma sequência de cumulos máfico-ultramáficos e compõe-se, principalmente, de rochas(meta)piroxeníticas e noríticas e gabro-noríticas subordinadas, sintectonicamente proto- a ultramilonitizadas, bandadas ou não, em fácies metamórfico enstatita a hornblenda granulito (Suita, 1996).

Os (meta)piroxenitos são compostos por clino- ou ortopiroxenitos, websteritos feldspáticos, ou não, e hornblenda sempre intersticial aos *cpx* e *opx* (Figura 7). Como sulfetos há pirrotita, pentlandita e pirita e, mais raro, calcopirita e arsenopirita. Nas zonas mais milonitizadas pode ocorrer granada. Este mineral foi milonitizado após formar-se e compõe-se de cristais xeno- a sub-idioblásticos, fraturados e alterados, que demonstram o caráter pré-a sin-tectônico da granada. Como minerais acessórios, produtos de alteração metamórfica dos piroxênios ígneos e metamórficos, ocorrem talco, quartzo, esfeno, epidoto e rutilo, além de zircão (Suita, 1996).

Os (meta)noritos e gabro-noritos compõe-se de rochas máficas de textura fina a média. A principal diferença entre piroxenitos e gabros/gabro-noritos, na SSB, é que, de modo óbvio, as rochas gabróicas contêm maior quantidade de plagioclásio que é a fase cúmulus. Estas rochas, quando proto- a ultramilonitizadas, contêm porfiroclastos de *cpx*, *opx* e *plag*, em matriz granoblástica de grãos finos a muito finos, com presença de faixas de espessuras milimétricas.

Em algumas rochas, a deformação milonítica resultou na formação de microdobras isoclinais e diferenciação metamórfica, marcadas, ora por faixas mais ricas em *plag* e ora, por outras, mais ricas em *opx* metamórfico, anfibólio, granada e opacos (Figura 8). Essas rochas compõem-se, ainda, por hornblenda, biotita marrom, actinolita, ilmenita, magnetita e sulfetos (mais comum pirrotita e, menos, pirita e pentlandita; Suita, 1996).

A parte superior da pseudoestratigrafia da SSB é formada por rochas, onde ocorreu possível maior circulação de fluidos, do tipo granada-plagioclásio-hornblenda anfibolitos, que compõe blastomilonitos, fortemente dobrados e metamorficamente diferenciados. Ocorrem, ainda, ultramilonitos máficos bandados, de fácies xisto verde, com bandas gnaíssicas finas intercaladas com outras mais grossas, gabróicas. São comuns, ainda, protomilonitos, milonitos e blastomilonitos máficos, fruto das rochas noríticas granulitizadas e/ou anfibolitizadas. Estes milonitos, por vezes, desenvolvem texturas *augen*, com intenso estiramento de porfiroclastos de antigos cristais ígneos (?) de *opx* e *plag*, que ocorrem em meio a matriz granoblástica fortemente cisalhada, de granulação fina a muito fina (Figura 9; Suita, 1996). São compostos por *opx*, *cpx*, *plag*, hornblenda, biotita, granada, sulfetos (calcopirita, pirrotita e outros) e cristais de zircão inclusos na biotita (Suita, 1996).

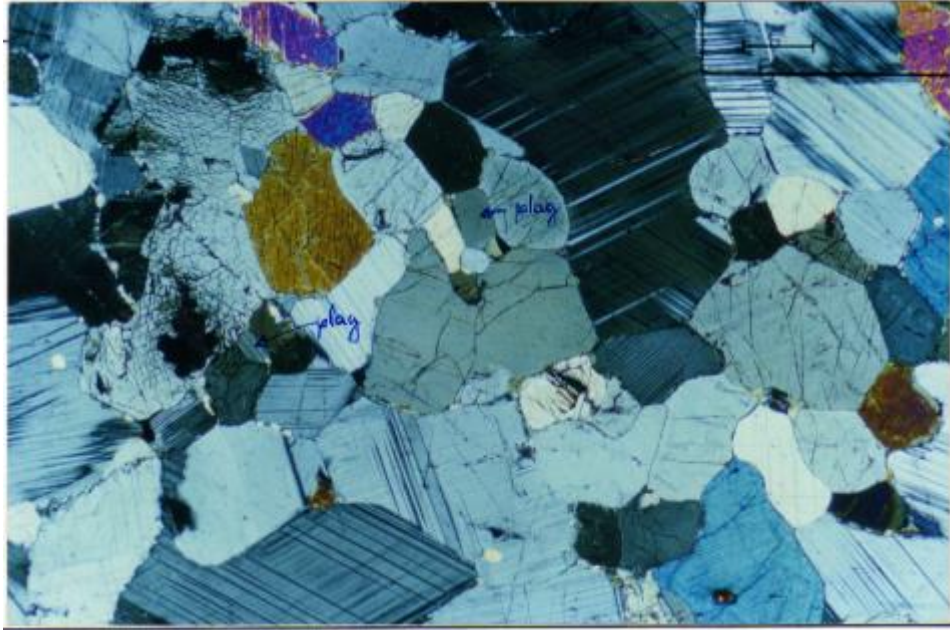


Figura 5- Fotomicrografia (Suita, 1996) com plagioclásio (*plag*) cúmulus precoce que ocorre como cristais tabular-ripiformes, inclusos em grãos porfiroclásticos de ortopiroxênio (*opx*) intercúmulus em (meta)norito. A hornblenda marrom desenvolveu-se no contato entre fenocristais de *opx* poiquilítico com *plag* cúmulus.

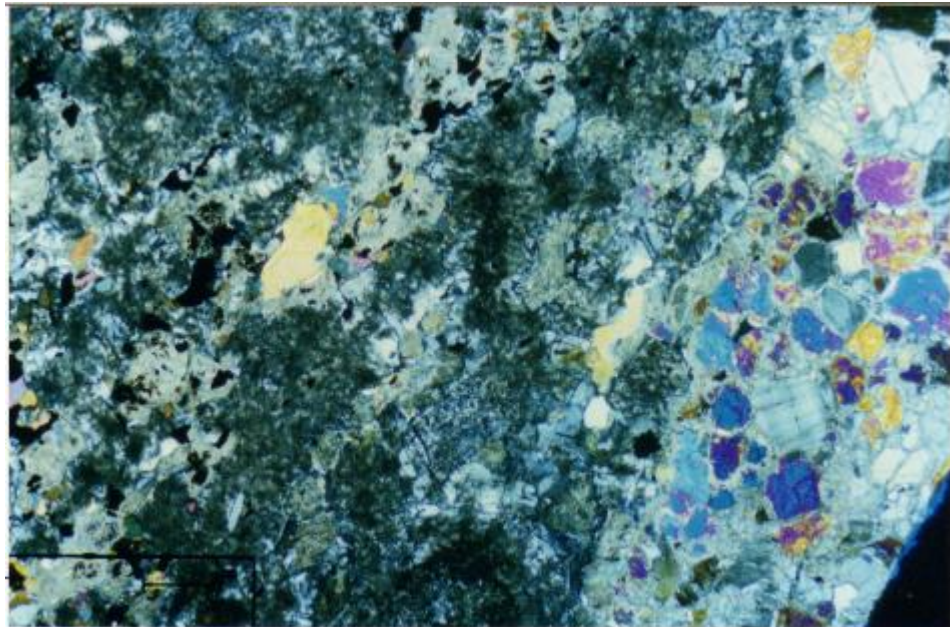


Figura 6 - Fotomicrografia (Suita, 1996) de granulito máfico granoblástico, com mineralogia cúmulus muito deformada e metamorfizada na parte mais basal da SSB.

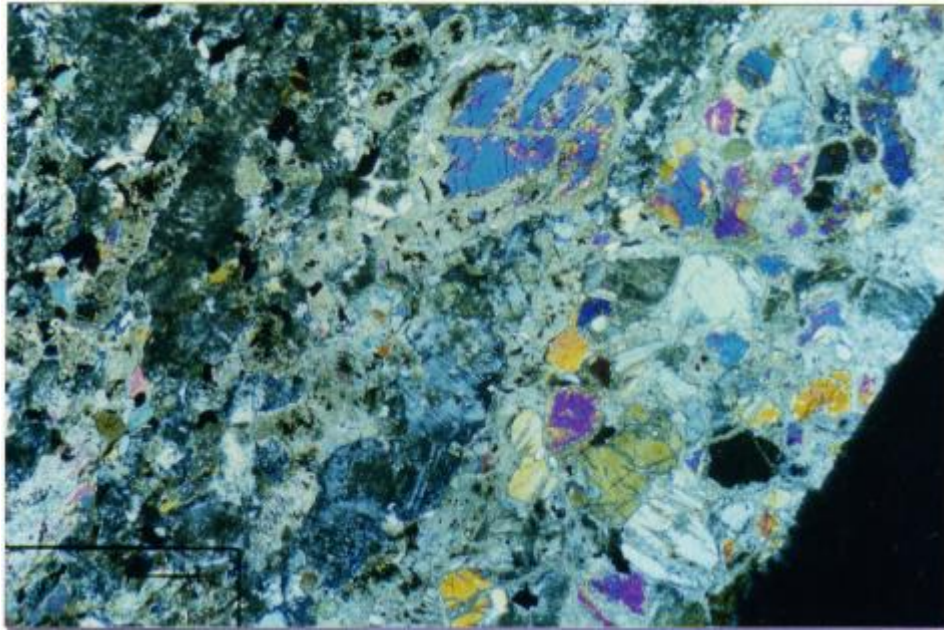


Figura 7 - Fotomicrografia (Suita, 1996) de (meta)piroxenito (websterito) bandado, com relictos de *opx*- e *cpx* cúmulus e *plag* pós-cúmulus, menos deformado e metamorfisado, na “parte central” da SSB (CBA).

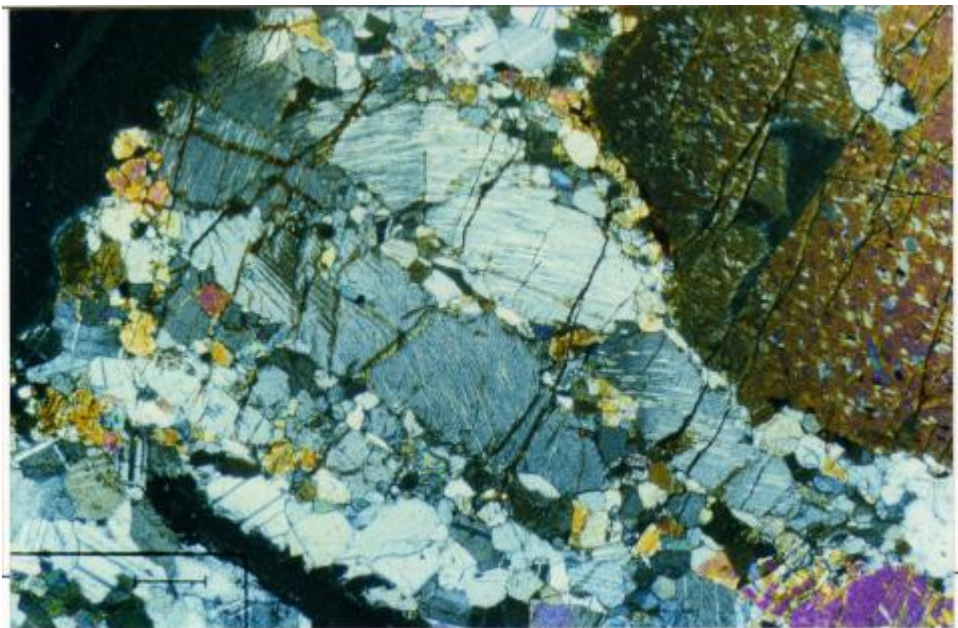


Figura 8 - Fotomicrografia (Suita, 1996): observar a formação de microdobra isoclinal em cristal de *opx* ígneo, com margens cominuídas por processo de milonitização na SSB. Este processo resultou em diferenciação metamórfica com faixas ricas em *plag* e outras em *opx*, *cpx*, anfibólio, rara granada e opacos.

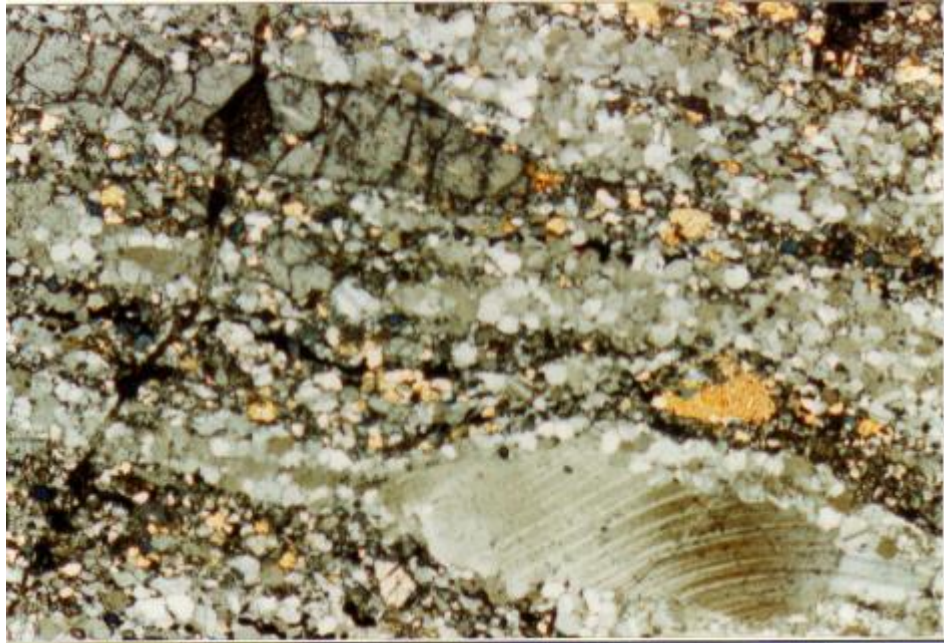


Figura 9 - Fotomicrografia (Suito, 1996) de *opx* com exsoluções de *cpx* e *plag* com textura “*augen*” em milonito norítico de fácies hornblenda granulito do “topo” da SSB.

3.3 PETROGRAFIA DA SEQUÊNCIA ULTRAMÁFICA (SUM)

As rochas (meta)ultramáficas da SUM compõe-se de dunitos e peridotitos harzburgíticos cumuláticos, muito metamorfizados e deformados, que, geralmente, se encontram muito serpentinizados (Figura 10). Nestas rochas, muito serpentinizadas, ocorrem veios de amianto-crisotilo em fraturas distensivas paralelas ao cisalhamento vertical. Nestes (meta)dunitos e peridotitos cumuláticos, com cúmulus de olivina e Cr-espinélio e pós-cúmulus de *opx* (Figura 11), ocorrem, em matriz metamórfica, a base de olivina e ortopiroxênio de grãos finos (<1 mm), Al- e Cr-espinélios de cor marrom-vermelha e Fe-espinélios de cor preta, tremolita, serpentinas, bastita, Cr-clorita e, mais raro, talco (Suito, *op.*, *cit.*).



Figura 10 - Fotografia de afloramento (Suíta, 1996) de “*megaboudin*” de rocha ultramáfica serpentizada (harzburgito de fácies hornblenda granulito) da SUM. Observar as estruturas em *pods* e *megapod*.

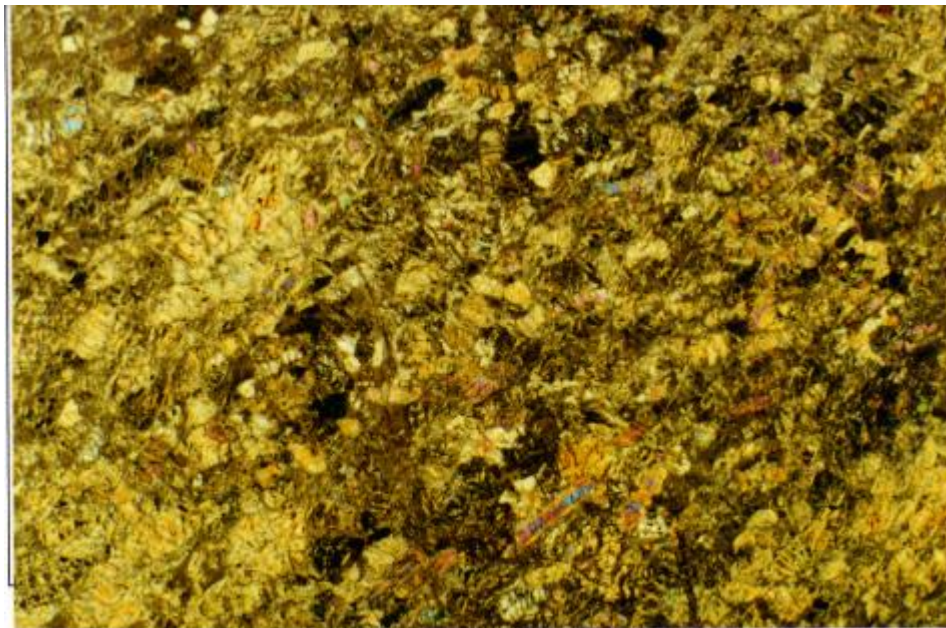


Figura 11 - Fotomicrografia (Suíta, 1996) da matriz metamórfica de (meta)peridotito harzburgítico, da SUM, de fácies hornblenda granulito a anfíbolito, com cúmulus de olivina e Cr-espinélio e pós-cúmulus de *opx* muito cominuídos e recristalizados.

3.4 PETROGRAFIA DA SEQUÊNCIA SERRA GRANDE (SSG)

Esta sequência é representada principalmente por rochas (meta)gabrô-noríticas (Figura 12) com fácies mela- a leucocráticas e até plagioclásio piroxenitos, gabróicas, leuco-gabróicas (Figura 13)

a anortosíticas (Figura 14) intercamadas e recorrentes e corpos diferenciados e/ou intrusivos de hornblenda gabros pegmatíticos (figuras 12 a 15; extraídas de Suita, 1996).

Os hornblenda gabros pegmatíticos, com fácies mela- a leucocráticos, intrusivos e/ou diferenciados ocorrem, por exemplo, na parte basal, próximo a zona de empurrão sobre a SUM, e em níveis mais superiores, na Zona Central da SSG. Como exemplo de um hornblenda leuco-gabro pegmatítico temos a amostra 01-A-II. Estes pegmatitos são rochas máficas a mafélicas de grão médio a grosso, com contato nítido até transicional com rochas gabróicas de grão fino. Localmente, estas rochas possuem zonas de cisalhamento sinistral ou destal, com foliação milonítica verticalizada, desenvolvidas ao longo de contatos entre as fácies pegmatíticas. Os cristais são médios a finos (Figura 16; Suita, 1996). A mineralogia essencial compõe-se de hornblenda verde e plagioclásio (Figura 17; Suita, 1996), sem a observação de minerais reliquias de outras paragêneses, ígnea ou metamórficas, de maior ou menor temperatura. O plagioclásio ígneo mostra-se recristalizado, forma textura granoblástica poligonal, tem maclas tectônicas ou desaparecimento das maclas típicas albita, albita-Carlsbad e periclina (Suita, 1996).

As rochas da SSG mostram variações litológicas que vão de rochas (meta)orto- ou clinopiroxeníticas, passando por mela-ou leuco-“gabróicas”, até (meta)anortosíticas. O plagioclásio é o mineral cúmulus principal e dominante, o clinopiroxênio, mais comumente, também pode ser uma fase cúmulus subordinada junto ao plagioclásio, com a ocorrência de ortopiroxênio pós-cúmulus poiquilítico. Ainda ocorrem inversões de fase para orto- ou clinopiroxênio cúmulus. Estas inversões quanto ao tipo de mineral cúmulus, suas relações cúmulus ou pós-cúmulus e suas proporções relativas determinam o aparecimento de contatos de fase, gradacionais e de proporção. A hornblenda em geral tem natureza metamórfica por alteração e substituição dos piroxênios (Suita, 1996).

A maioria das rochas (meta)cumuladas da SSG compõe-se de gabros e, subordinadamente, gabro-noritos na parte inferior que passam, na mais superior, a hornblenda gabros, culminando com (meta)anortositos no topo da SSG, além dos corpos gabróicos pegmatíticos intrusivos e/ou diferenciados, conforme descrito anteriormente. A SSG tem metamorfismo de fácies hornblenda granulito, típico da parte mais basal e, predominantemente, anfíbolito, que ocorre do meio para “topo” da SSG (Suita, 1996).

Um aspecto muito comum, observável na parte intermediária ou “Zona Central” da SSG (por exemplo: amostras 69-II e ZC), é o aparecimento de exsoluções globulares de *cpx* em cristais de plagioclásio rico em Ca, por vezes com hábitos ripiformes (Figura 18; Suita, 1996), que pode ser devido ao metamorfismo (Suita, 1996).

Em relação a mineralogia, temos *opx* e *cpx*, plagioclásio, biotita marrom, granada, quartzo, clorita e carbonatos. Dentre os opacos, os óxidos estão representados pela ilmenita que contém exsoluções de magnetita. Os sulfetos, embora raros, estão representados por pirrotita (incluída no

plagioclásio). A pirrotita está alterada nas bordas para magnetita. Ocorrem ainda pirita e arsenopirita, com aparência de minerais primários remobilizados. Alguns opacos alteram-se em parte para epidoto (Suíta, 1996).



Figura 12 - Fotografia (Suíta, 1996) de afloramento em parede de córrego de (meta)gabro-norito da SSG com bandas máficas (*opx*- e/ou *cpx* cúmulus) intercamadas com bandas félsicas (ricas em *plag* cúmulus).



Figura 13 - Fotografia em detalhe (Suíta, 1996) de afloramento com níveis alternados de mela- e leucogabro de fácies anfíbolito na SSG. Os níveis mais claros são ricos em *plag* cúmulus e os escuros ricos em *cpx* cúmulus.



Figura 14 - Fotografia (Suiza, 1996) de rocha (meta)“anortosítica” da base da SSG com fino bandamento metamórfico dobrado isoclinalmente (ver detalhe ressaltado na imagem) com finas bandas claras e escuras.



Figura 15 - Fotografia de afloramento (Suiza, 1996) de hornblenda gabro pegmatítico da SSG em contato abrupto com os (meta)mela- a leuco-gabronoritos.



Figura 16 - Fotografia (Suíta, 1996) de afloramento de (meta)hornblenda gabro pegmatítico intrusivo e/ou diferenciado em (meta)hornblenda gabro de grão médio da parte mais inferior da SSG.

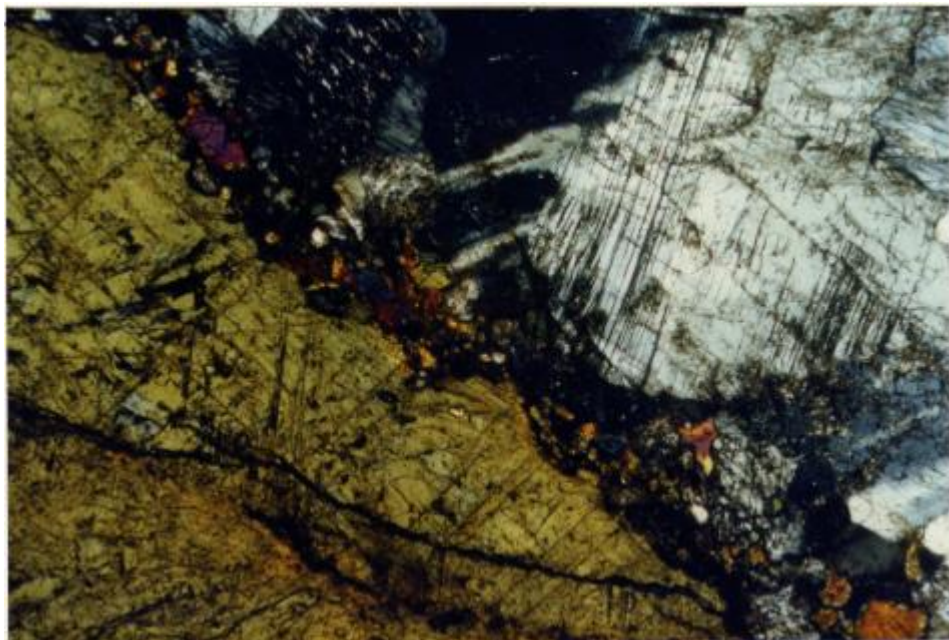


Figura 17 - Fotomicrografia (Suíta, 1996) do hornblenda gabro pegmatítico, de fácies anfibolito, intrusivo e diferenciado na parte basal da SSG. Observar a cominuição dos cristais de hornblenda ao longo de seus contatos com o plagioclásio.

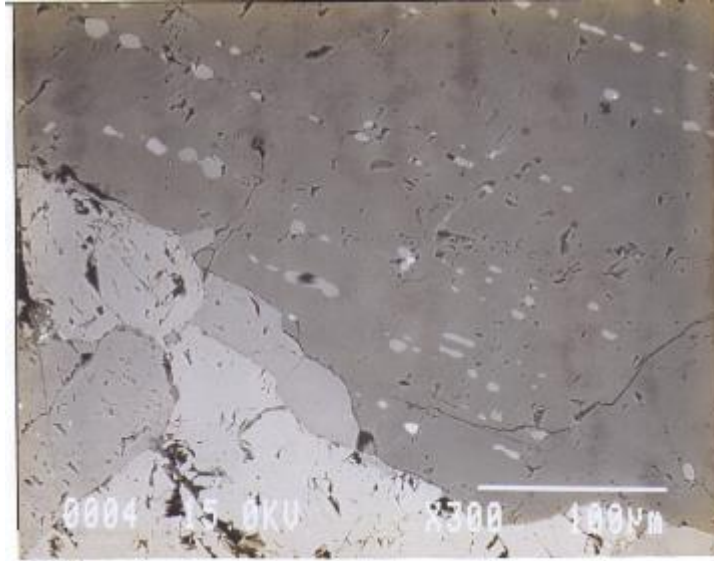


Figura 18 - Fotomicrografia (Suita, 1996), obtida por microsonda eletrônica, de exsoluções em trilhas de clinopiroxênio a partir de plagioclásio cálcico ripiforme do (meta)leucogabro-norito (amostra 69-II).

3.5 PETROGRAFIA DA SEQUÊNCIA SUL (SS)

Segundo Suita (1996), as rochas do Setor Sul (SS), dada a grande distância do local típico de ocorrência da SSG, foram agrupadas como uma unidade litológica separada. No entanto, devido a suas características petrográficas foram correlacionadas com a SSG. Compõe-se de rochas gnáissicas metamáficas milonitizadas a blastomilonitizadas (Figura 19; Suita, 1996). São litologias compostas por *plag*, *opx*, hornblenda, granada, albita, actinolita e quartzo.

As amostras 26 e 27 são rochas gabróicas proto- a blastomilonitizadas de fácies anfibolito. A amostra é 26 um granada-hornblenda anfibolito milonitizado com intensa segregação de quartzo, que possui porções pegmatíticas com sulfetos sintectônicos paralelos a foliação milonítica. A amostra 27 trata-se de um actinolita anfibolito milonitizado (Suita, 1996).

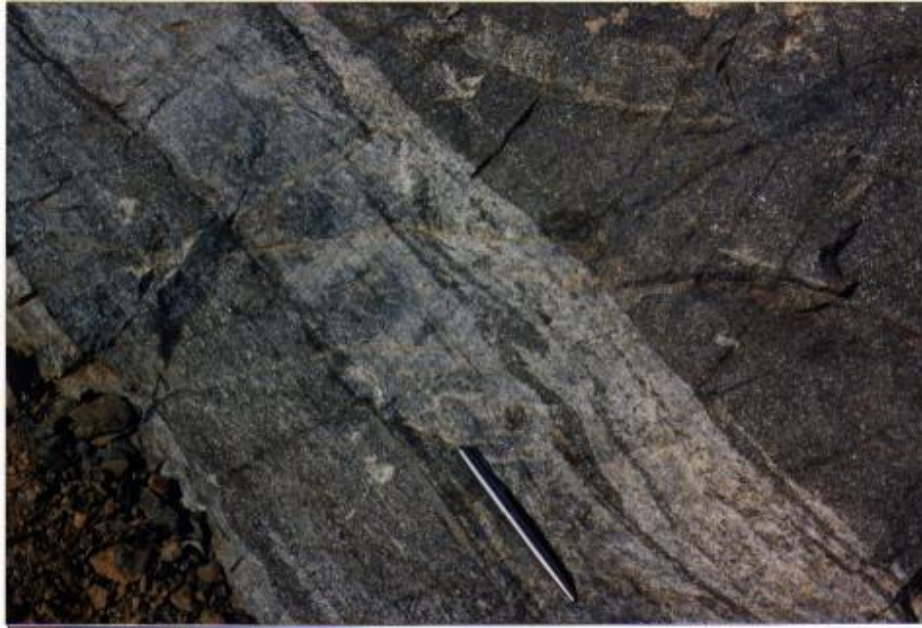


Figura 19 - Fotografia (Suita, 1996) de rochas metamáficas de fácies anfibolito, muito milonitizadas e bandadas do Setor Sul (SS). Observar as dobras intrafoliais assimétricas fechadas em bandas máficas, “sem raiz”, transpostas.

3.6 PETROGRAFIA DA SEQUÊNCIA MALACACHETA (SM)

Esta sequência cúmulus do CBA é composta, principalmente, por (meta)olivina gabros, em geral coroníticos (Figura 20; Suita, 1996), abundantes próximos a base, que gradam para (meta)Fe-gabros e hornblenda gabros, litotipos dominantes na parte “médio-superior”. Estes (meta)Fe-gabros, de grãos finos a médios e, por vezes, com fácies pegmatíticas, transicionam para (meta)Fe-gabro miloníticos e para níveis maciços a disseminados de (meta)ilmenita magnetitos (ilmenita \pm magnetita intercrescidas com ou sem plagioclásio), e relativamente ricos em vanádio (dados extraídos de Suita, 1996). Podem conter, ou não, sulfetos paralelos a foliação milonítica (S_m) horizontal a sub-horizontal. Estes (meta)ilmenita magnetitos, que também estão milonitizados, ocorrem próximos as intrusões de (meta)hornblenda gabros pegmatíticos (figuras 15, 16 e 17). Os maiores efeitos das deformações causadas pela milonitização sobre os protólitos da SM são a diminuição do tamanho de grãos ígneos e reações metamórficas de desidratação progressiva da mineralogia original hidratada, com a formação de *opx*- e *cpx* de fácies granulito, que formam textura granoblástica. Após a neoformação destes minerais ocorre o aparecimento de hornblenda verde durante retrometamorfismo de fácies anfibolito (Suita, 1996).

Os (meta)olivina gabros, coroníticos ou não, da SM (Figura 21; Suita, 1996) são rochas máficas acamadadas com texturas hipidiomórficas equigranulares de grão médio, com disseminação de sulfetos (pirita e pirrotita) que ocorrem no contato superior da SUM. Como, exemplo pode ser citada a amostra

3, que é (meta)Al-espinélio-granada-hornblenda-olivina gabro coronítico, com grãos médios e que tem disseminação de sulfetos. A ocorrência das texturas coroníticas ígneas é determinada pela reação da olivina alto MgO (dados de química mineral por microsonda eletrônica e “Petrografia” de Suita, 1996) com cristais de plagioclásio ígneo cúmulus que a cercam. Nestes contatos de olivina com plagioclásio desenvolvem-se reações para formação de intercrescimentos de hornblenda verde e picotita ou hornblenda verde e granada (Figura 22; Suita, 1996).

As rochas da parte “intermediária” da SM compõem-se, basicamente, de Fe-gabros, hornblenda Fe-gabros e ilmenita magnetititos. Os ilmenita magnetititos estão representados por rochas máficas formadas a base de ilmenita, magnetita e plagioclásio, com textura granoblástica e contatos a 120° entre os grãos, em níveis maciços ou disseminados. Estes (meta)ilmenita magnetititos (Figura 23; Suita, 1996) ocorrem em rochas encaixantes (meta)gabróicas com plagioclásio cúmulus e hornblenda pós-cúmulus e magnetita intersticial.

Os (meta)Fe-gabros são rochas máficas de grãos médios com texturas inequigranular a pegmatítica, pouco a muito deformadas. Em geral, a textura granonematoblástica está menos desenvolvida. Devido a deformação milonítica gradam para rochas máficas bandadas proto- a ultramiloníticas, de grãos médios a finos. As bandas são ricas ora em hornblenda ora em granada, com plagioclásio subordinado. Existe uma transição a (meta)magnetita-hornblenda-plagioclásio gabro, de grão médio a grosso, com ocorrência local de fácies pegmatíticas (grãos com até 10 centímetros de comprimento máximo), com níveis relictos disseminados a maciços de magnetita e ±pirita, com ou sem plagioclásio (Figura 24; Suita, 1996).

A granada aparece intercrescida com a hornblenda e em coroas ao redor da hornblenda e plagioclásio. Pode estar enriquecida em algumas faixas de milonitização. Forma cristais pré- a sin-tectônicos de formas subédricas a anédricas, raro euédricas, com superimposição de textura granoblástica (Suita, 1996).

Os opacos (magnetita e sulfetos) estão fortemente disseminados, ocorrem em níveis centimétricos paralelizados a S_m com granada, são posteriores a hornblenda e a envolvem. Os sulfetos (pirita e pirrotita) se desenvolvem paralelamente a S_m , e são minerais sin-tectônicos. Dentre os óxidos, a ilmenita possui exsoluções de magnetita bem como a magnetita exsolve ilmenita (Suita, 1996).

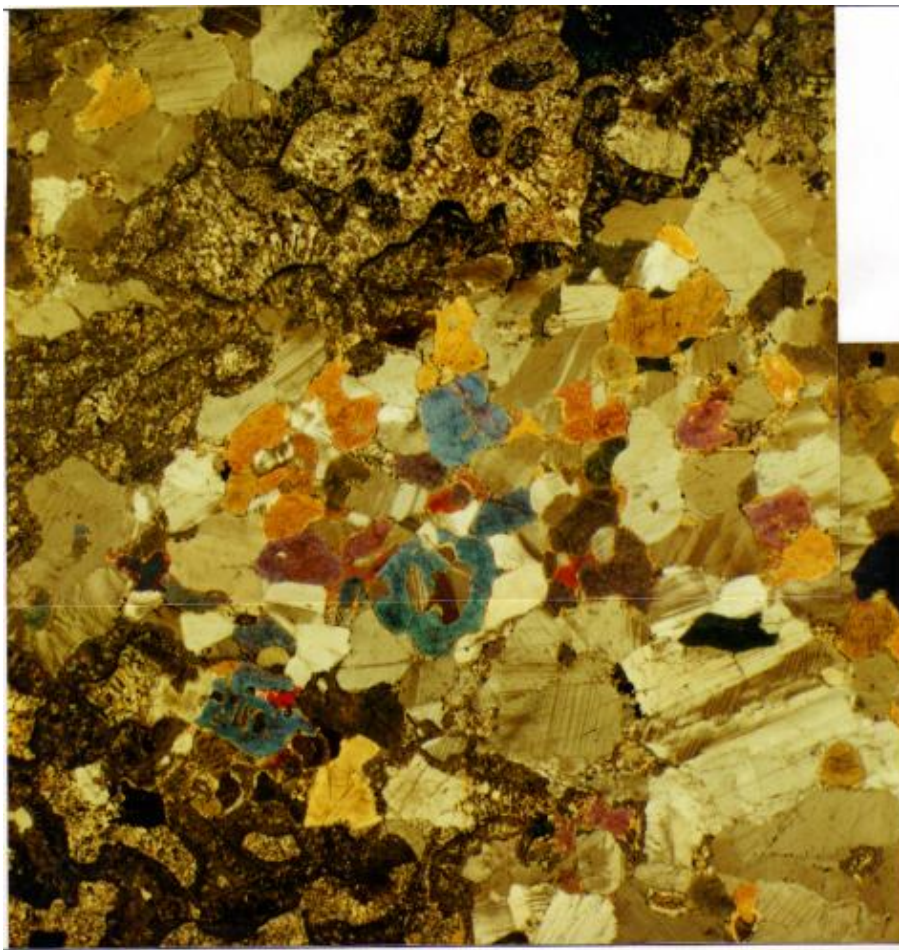


Figura 20 - Fotomicrografias (em painel; extraído de Suita, 1996) de (meta)olivina gabro coronítico da SM. Observar domínios com diferenças mineralógicas marcantes, com e sem coronas, e com textura granoblástica superimposta ao bandamento ígneo.



Figura 21- Fotografia (Suita, 1996) de bloco rolando de (meta)olivina gabro coronítico da SM, com bandas de caráter ora mais máfico, ora mais félsico (denotadas por estarem ressaltadas ou não, respectivamente), na mina desativada de amianto na localidade de Santo Antônio da Laguna, Município de Barro Alto.

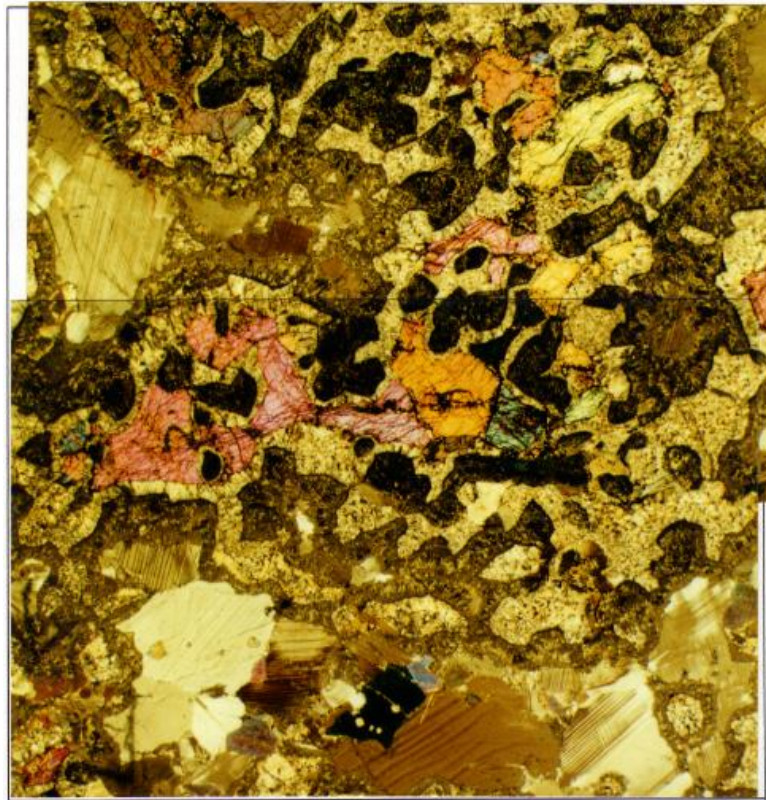


Figura 22 - Fotomicrografias (em painel; extraído de Suita, 1996) de (meta)olivina gabro coronítica da SM, com desenvolvimento de textura coronítica ígnea. Observar embainhamento, reação e corrosão dos cristais cúmulus de olivina e de plagioclásio, para formação de coronas de hornblenda e picotita ígneas. O desenvolvimento de textura granoblástica é pouco intenso nas fotomicrografias neste painel.



Figura 23 - Fotografia de afloramento (Suita, 1996) de ilmenita magnetitito da SM na serra homônima. Observar o bandamento ígneo (o martelo está paralelizado às bandas) com bandas mais máficas e outras mais félsicas com desenvolvimento posterior de foliação milonítica (S_m) paralela a sub-paralela ao bandamento.



Figura 24 - Fotografia de afloramento (Suíta, 1996) de (meta)hornblenda gabro pegmatítico da SM na serra homônima. Observar porções da rocha com limites difusos a nítidos dos fácies mais ou menos grossos.

CAPÍTULO 4

RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 INTRODUÇÃO

Segundo a IUPAC (Connelly *et. al.*, 2005), os elementos terras raras (ETR), compreendem uma gama de elementos metálicos que possuem números atômicos de 57 a 71. Estes elementos abrangem do lantânio (La) até o lutécio (Lu) e podem ser classificados como ETR leves (ETRL), que envolvem do La ao Eu (57-63) e ETR pesados (ETRP) que estão entre o Gd e o Lu (64-71). Incluem o Y (39) que é um elemento mais leve que os ETR, mas devido a suas associações físicas e químicas com elementos pesados em depósitos naturais, também é adicionado ao grupo.

Os ETR são classificados em grupo único devido a grande afinidade química, o que resulta em diferenças muito pequenas em relação a solubilidade de seus compostos. Esta propriedade ocorre porque os ETR se apresentam, com poucas exceções, no estado de oxidação +3 e por possuírem raios iônicos bastante próximos. Isto faz com que a substituição de um ETR por outro fique livre de impedimentos em diversos retículos cristalinos, o que resulta, ainda, em ocorrência simultânea de diversos ETR em um mesmo mineral (Abrão, 1994; Cotton, 2006; Zongsen & Minbo, 1995). Outras características químicas que conferem essa identificação aos ETR são a formação de cátions trivalentes, altamente eletropositivos, e que seus compostos são essencialmente iônicos. Há também um fenômeno conhecido como contração lantanídica, que consiste em significativa diminuição de tamanho dos seus átomos e dos íons com o aumento do número atômico, além da existência dos fenômenos de luminescência ou fluorescência de certos íons (Abrão, 1994).

Os ETR estão presentes em diversos minerais, mas pode-se destacar os que apresentam um maior interesse comercial, como no caso de ETRL: monazita; alanita; apatita; bastnaesita; e, perovskita; e, no caso de ETRP: xenotima; euxenita; fluorita; e, gadolinita; e, ainda há zircão que se destaca por possuir ETRL e ETRP (Abrão, 1994).

Sabe-se que os ETR podem ser utilizados como indicadores geoquímicos para diagnóstico e classificação de rochas ígneas, metamórficas, metassomáticas e de seus minerais, bem como para reconstrução dos processos de formação destas rochas. Admite-se que os ETR são relativamente imóveis ou pouco móveis durante processos metamórficos em geral. Assim suas características e padrões são interpretados como originários da fonte ígnea e, portanto, excelentes indicadores petrogenéticos (Hanson, 1980; Figueiredo, 1986; Rollinson, 1993). Embora sejam pouco móveis durante esses processos, é necessário cuidado ao interpretar os padrões dos ETR em rochas fortemente alteradas ou altamente metamorfozadas (Rollinson, 1993). Deve-se fazer, junto das análises, um estudo mineralógico

aprofundado, pois devido a alguns fatores essa mobilidade pode aumentar ou diminuir (como, por exemplo, processos de hidrotermalismo e cisalhamento). Considerando-se estes fatores, os padrões de ETR podem, então, ser usados em estudos para modelar os processos de fusão parcial, de cristalização fracionada e classificar rochas em ambientes tectônicos específicos (Henderson, 1984).

Para análise dos ETR neste trabalho fez-se uma comparação dos dados inéditos obtidos nesta área por Suita (1996), com os de outros complexos máfico-ultramáficos similares em outros lugares do mundo, com foco em padrões de ETR em rochas máficas (gabros, noritos, gabro-noritos e olivina gabros) do tipo acamadado. Cabe lembrar que alguns dos complexos acamadados citados a seguir, estão metamorfisados em diferentes graus metamórficos e outros não possuem metamorfismo. Estes dados podem ser vistos na tabela 1 (abaixo).

Tabela 1 - Teores médios de ETR de rochas máficas em outros complexos máficos-ultramáficos (CMU) mundiais, metamorfisados ou não

Ocorrência	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	Σ ETR	Σ ETRL	Σ ETRP	La/Yb	ETRL/ ETRP
Norito da Zona Critica (Bushveld)	3,46	2,72	1,56	1,15	1,39		1,54	1,86	13,66	10,27	3,40	2,25	3,02
Gabro da soleira Platreef (Bushveld)	32,38	47,54	33,69	27,45	13,71	19,57	11,15	10,22	195,71	154,77	40,95	2,90	3,78
Norito da soleira Platreef (Bushveld)	29,65	25,13	9,53	5,73	9,70	3,62	3,41	4,02	90,79	79,74	11,06	8,69	7,21
Gabro de Skaergaard	8,89	8,00	7,54	7,14	10,11	6,38	4,71	4,27	57,03	41,67	15,37	1,89	2,71
Gabronorito de Lac des Iles	3,49	2,46	1,51	1,51	2,77	1,28	1,78	0,31	15,11	11,74	3,37	1,96	3,49
Metagabro Voisey's Bay	102,41	86,47	59,77	36,56	23,96	16,81	170,38	10,22	506,58	309,17	197,41	0,60	1,57
Metagabronorito de Lac des Iles	3,65	3,69	1,68	1,72	2,91	1,06	1,63	0,31	16,65	13,64	3,01	2,23	4,54
Metagabronorito de Cana Brava	51,14	41,76	7,07	21,98	16,62		12,12		150,69	138,57	12,12	4,22	11,44
Metagabro do complexo Cambaizinho	11,40	10,75	11,71	11,61	13,16		7,36	7,43	73,41	58,63	14,79	1,55	3,97
Média das metamáficas da Suíte ígnea Ribeirão dos Motas	58,95	28,98	62,35	35,16	23,13	20,43	14,95	13,00	256,94	208,56	48,38	3,94	4,31
Anfibolito Cambaizinho	21,90	19,43	24,29	18,75	18,01		5,77	4,64	112,80	102,38	10,41	3,80	9,83
Anfibolito Cambaizinho II	35,24	29,52	27,30	21,35	19,39		6,25	4,64	143,70	132,81	10,89	5,64	12,19

Referências: Remus *et. al* (1993); Correia & Girardi (1998); Willmore *et al.* (2000); Raylings (2001); Jang & Naslund (2002); Manyeruke e Maier (2005); Barnes e Gomwe (2011) e Santos (2015).

Para análise geoquímica e comportamento dos ETR em rochas do CBA, foram analisadas 27 amostras, de rochas máficas a félsicas, divididas entre as sequências Santa Bárbara (SSB), Serra Grande (SSG), Sul (SS) e Malacacheta (SM). A relação destas amostras e sua classificação pode ser vista na tabela 2, a seguir.

Tabela 2 - Relação das amostras selecionadas para análises litogeoquímicas e os respectivos corpos rochosos correspondentes.

Sequência	Litotipos	Análises	Amostra(s)
Santa Bárbara (SSB)	Rochas (meta)gabróicas e quartzo diorito intrusivo	5	4, 10-I, 22, 41, 20-I
	Anfibolito	1	ANFU
Serra Grande (SSG)	Rochas (meta)norito-gabróicas	12	5-II, 06-II, 22-A-II, 31, 36, 67, 68-A, 68-ACZ, 69-II, 75-B-II, BDUM, ANBD
	(Meta)gabro pegmatítico intrusivo na SSG	1	01-A-II
	(Meta)anortosito	1	ZC
Sul (SS)	Anfibolitos milonitizados	2	26 e 27
Malacacheta (SM)	(Meta)gabros	5	3, 103, 108, 111, 112

Foi feita uma comparação destas rochas do CBA com rochas máficas de outros corpos máficos-ultramáficos (CMU) citados na literatura mundial, como, por exemplo, não metamorfizados dos tipos Complexo Bushveld (Willmore *et al.*, 2000), Skaegaard (Jang & Naslund, 2002), Lac des Iles (Barnes & Gomwe, 2011) e soleira Platreef do Complexo Bushveld (Manyeruke & Maier, 2005). Compararam-se estas (meta)máficas do CBA com tipos metamorfizados: metagabros e anfibolitos do Complexo Cambaizinho (metamorfismo de médio e baixo graus; Remus *et al.*, 1993); metagabronorito de Cana Brava (Correia & Girardi, 1998); metagabro de Voisey's Bay (Raylings, 2001); metagabronorito de Lac des Iles (Barnes & Gomwe, 2011); e da média dos valores de máficas da Suíte ígnea Ribeirão dos Motas (metamorfismo de alto, médio e baixo graus; Santos, 2015).

Os ETR analisados, em geral, foram La, Ce, Nd, Sm e Eu, entre os leves, e Tb, Yb e Lu, entre os ETRP. Os gráficos dos padrões, normalizados ao condrito, de ETR de rochas máficas ou metamáficas destes CMU, semelhantes às litologias deste trabalho estão nas figuras 25, 26 e 27.

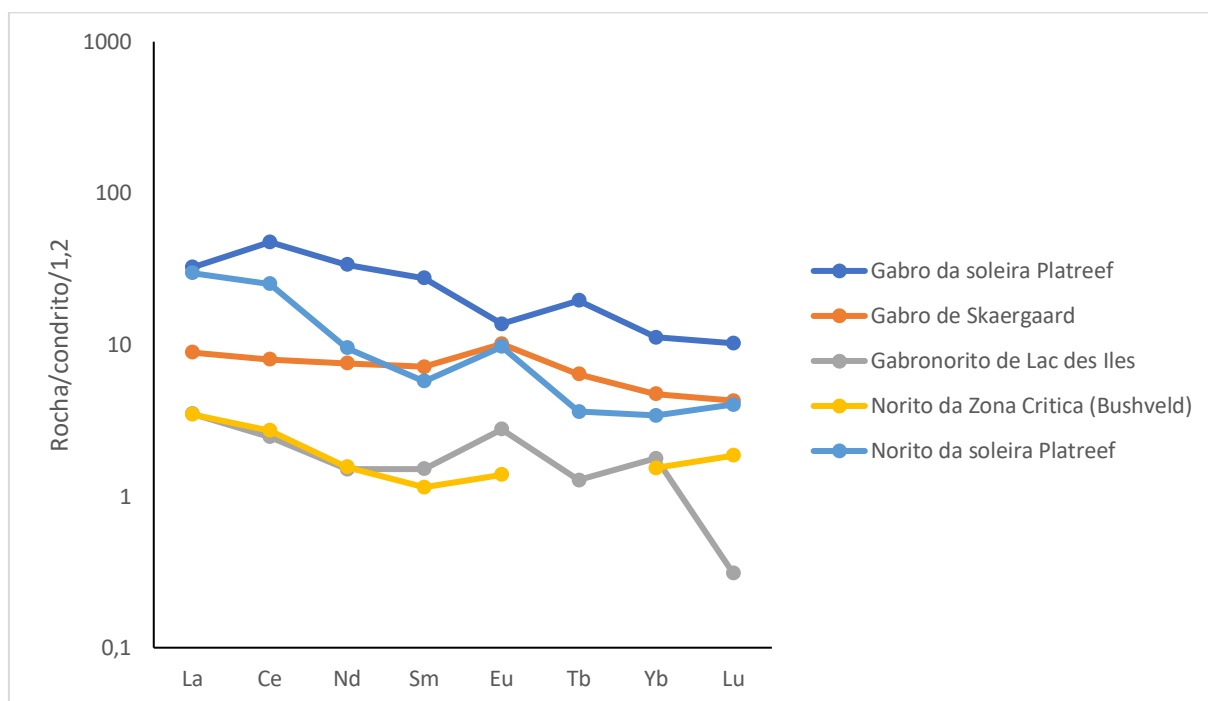


Figura 25 – Gráfico de padrões de ETR, normalizados ao condrito, em gabros, noritos e gabro-norito, sem metamorfismo, de alguns CMU (*e.g.*, Willmore *et al.*, 2000; Jang & Naslund, 2002; Manyeruke & Maier, 2005; Barnes & Gomwe, 2011).

Observa-se que o gabro de Platreef (Manyeruke & Maier, 2005; figura 25) mostra anomalia positiva de Ce e negativa de Eu, além de enriquecimento de ETR (= 195,71 ppm; tabela 1), em geral maior do que as outras rochas não metamorfizadas analisadas. Porém, estes valores altos são menores a muito menores que os de rochas metamáficas, como o metagabro de Voisey’s Bay (Raylings, 2001; Tabela 1). Observa-se, também, forte enriquecimento em ETRL (79,7 ppm; tabela 1) e forte anomalia positiva de Eu no norito de Platreef (Willmore *et al.*, 2000), além da maior razão La/Yb (8,69; tabela 1). No norito da “Zona Crítica” de Bushveld (Willmore *et al.*, 2000.) e gabro-norito de Lac de Iles (Barnes & Gomwe, 2011) também ocorrem anomalias positivas de Eu e são os menos enriquecidos em ETR em comparação com as outras amostras (=13,66 ppm e 15,11 ppm, respectivamente; tabela 1). O gabro de Skaergaard (Jang & Naslund, 2002), possui um padrão planar/*flat* com leve anomalia positiva de Eu. Estes padrões são muito semelhantes, como representados em gráfico (figura 25), acima.

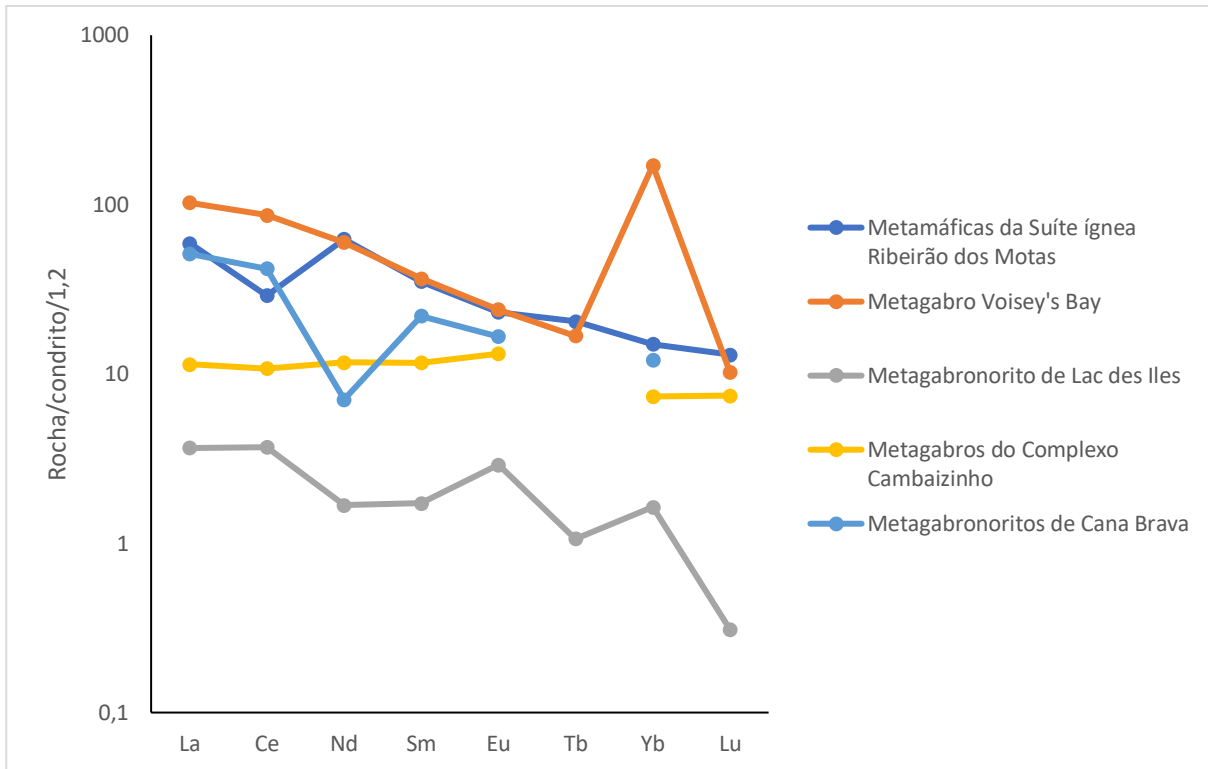


Figura 26 – Gráfico de padrões de ETR, normalizados ao condrito, em rochas metamorizadas de outros CMU (Remus *et. al.*, 1993; Correia & Girardi, 1998; Raylings, 2001; Barnes & Gomwe, 2011; Santos, 2015)

Destacam-se, neste gráfico (figura 26), em particular, o metagabro de Voisey's Bay (Raylings, 2001) que tem enriquecimento geral em ETR ($\Sigma\text{ETR} = 506,58$ ppm; tabela 1), grande enriquecimento de ETRL (= 309,17 ppm; tabela 1) em relação aos ETRP (= 197,41 ppm; tabela 1) e muito forte anomalia positiva de Yb, a maior anomalia e que é muito diferente a dos padrões das outras rochas metamáficas dos outros CMU comparados. O (meta)gabro-norito de Lac des Iles (Barnes & Gomwe, 2011) possui anomalia negativa de Nd e positivas de Eu e Yb. O metagabro do Complexo Cambaizinho (Remus *et al.*, 1993), possuem padrão planar/*flat* ascendente, sem acentuadas anomalias nos ETRL e ETRP (Figura 27). O metagabronorito de Cana Brava (Correia & Girardi, 1998) tem forte anomalia negativa de Nd, positiva de La e enriquecimento dos ETRL (= 139 ppm; tabela 1) em relação aos ETRP (= 12,12 ppm; tabela 1). A média dos valores de ETR das rochas metamáficas da Suíte ígnea Ribeirão dos Motas (Santos, 2015), mostra enriquecimento geral em ΣETR (= 256,94 ppm; tabela 1), anomalias negativa de Ce e positiva de Nd e ETRL enriquecidos (= 209 ppm; tabela 1) relativamente aos ETRP (= 48,38 ppm; tabela 1).

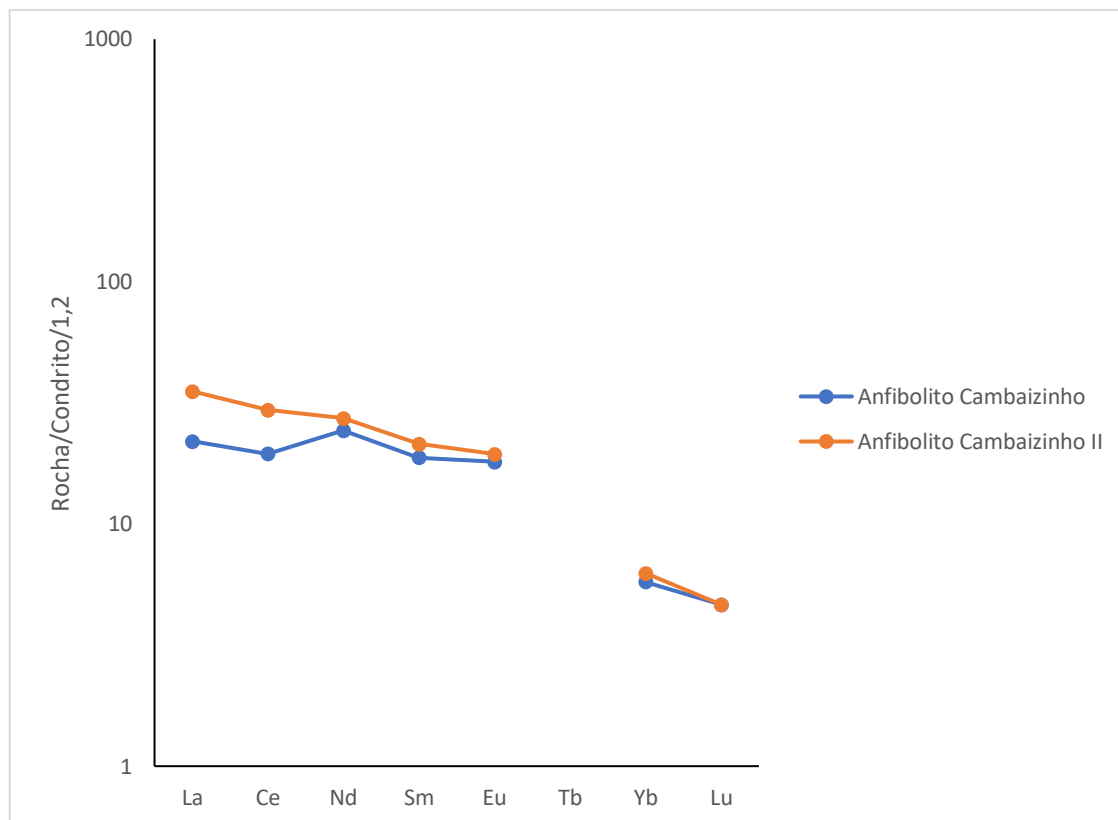


Figura 27 – Gráfico de padrões de ETR, normalizados ao condrito, em anfibólitos do Complexo Cambaizinho (Remus *et al.*, 1993).

Os anfibólitos I e II do Complexo Cambaizinho (Remus *et al.*, 1993; Figura 27) tem padrões de ETR muito similares, com acentuado enriquecimento de ETRL (102 ppm e 133 ppm, respectivamente; tabela 1) em relação aos ETRP (10,49 ppm e 10,89 ppm; tabela 1). O anfibólito Cambaizinho ainda possui anomalia positiva de Nd e empobrecimento de Σ ETR (112,80 ppm; tabela 1) em relação ao Cambaizinho II (Σ ETR= 143,70 ppm; tabela 1).

4.2 APRESENTAÇÃO DOS DADOS.

4.2.1 Sequência Santa Bárbara (SSB).

As análises litoquímicas, tabela 3, abaixo, dos ETR da SSB são vistas plotadas na figura 28 e podem auxiliar a entender a evolução petrogenética destas rochas.

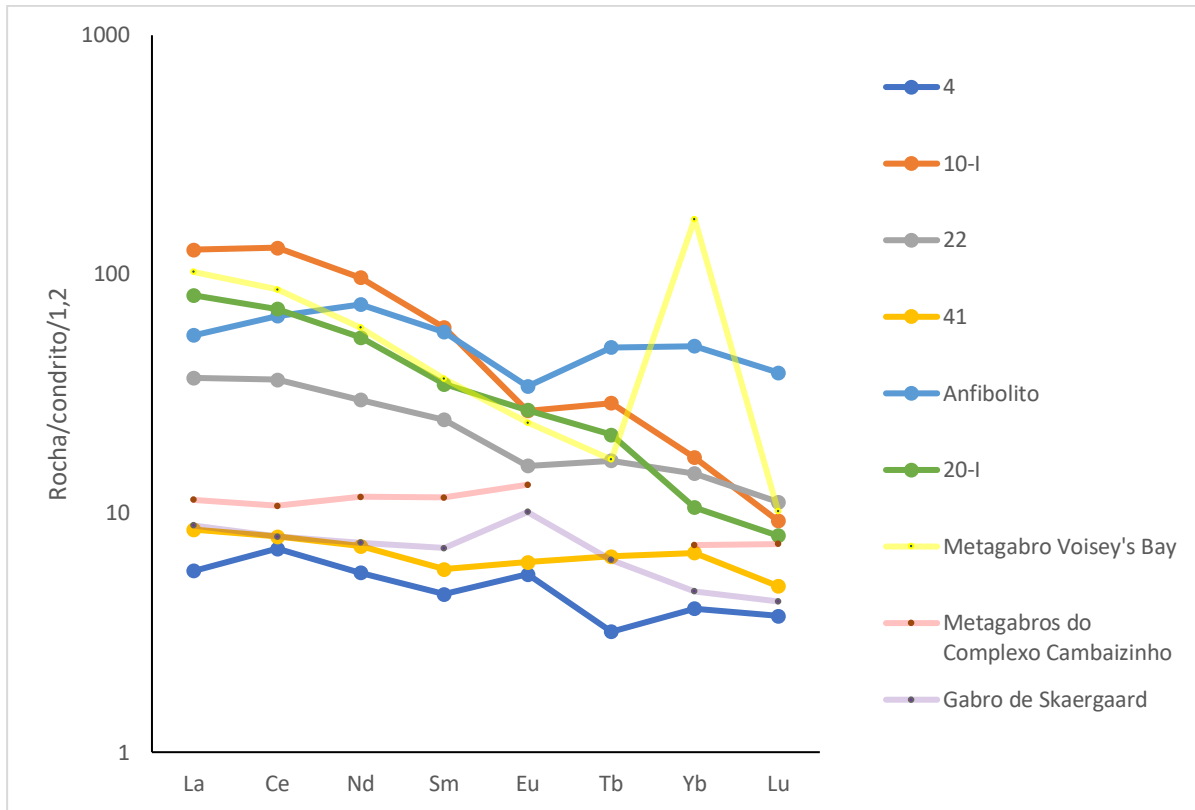


Figura 28 – Gráfico dos padrões dos ETR, normalizados ao condrito, das litologias da SSB com inclusão de padrões de ETR de rochas máficas e metamáficas de outros CMU (Remus *et al.*, 1993; Raylings, 2001; Jang & Naslund, 2002) para comparação.

Tabela 3 – Somatórios e razões de ETR, normalizados ao condrito, analisados para rochas metamáfico-ultramáficas da SSB.

	4	10-I	22	41	Anfibolito	20-I
Σ ETR	39,504	494,573	185,633	54,263	426,339	309,089
La/Yb	1,440	7,401	2,511	1,251	1,111	7,714
La/Sm	1,254	2,115	1,495	1,464	0,970	2,352
Ce/Yb	1,782	7,546	2,466	1,171	1,336	6,757
Σ ETRL	28,61	439,23	143,23	35,89	288,28	269,19
Σ ETRP	10,90	55,34	42,40	18,38	138,06	39,90
ETRL/ETRP	2,63	7,94	3,38	1,95	2,09	6,75

Dentre as rochas metamáficas da SSB, as “metagabróides” 4 e 41 (figura 28), tem padrões de ETR semelhantes. A de número 4 possui menor teor de ETR totais (Σ ETR= 39,504 ppm; tabela 3), entre as rochas analisadas, padrão planar (*flat*) e leves anomalias positivas de Ce e Eu e negativa de Tb. Estes valores, padrões e razões La/Yb (1,44 ppm e 1,25 ppm, respectivamente; tabela 3), destas metamáficas são muito semelhantes e podem ser comparados, aos do gabro de Skaergaard (La/Yb= 1,89 ppm; tabela 1) e ao metagabro do Complexo Cambaizinho (La/Yb= 1,55 ppm; tabela 1; Remus, 1993). O gabro de

Skaergaard possui, também, baixo conteúdo de Σ ETR (= 57,03) e razão ETRL/ETRP=2,71 (tabela 1; dados de Jang & Naslund, 2002).

A rocha “metagabroide” (“10-I”), possui grande enriquecimento de ETRL (= 439,23 ppm) em relação aos ETRP (= 55,34 ppm), os maiores teores de Σ ETR desta sequência (= 494,73 ppm), valor maior até do que o anfibolito (= 426,34 ppm; tabela 3), anomalia negativa de Eu^{+2} e se assemelha mais ao metagabro de Voisey’s Bay (Raylings, 2001; Figura 28). O padrão de ETR desta rocha pode ser comparado ao da “20-I” que tem menor valor de Σ ETR (= 309,09 ppm), tem a segunda maior razão ETRL/ETRP (= 6,75; tabela 3) e não possui acentuada anomalia negativa de Eu (figura 28).

Uma rocha metamáfica da SSB, amostra 22 (figura 28), tem empobrecimento gradativo dos ETRL em relação aos ETRP (ETRL/ETRP= 3,38; tabela 3) e leve anomalia negativa de Eu. Essa rocha pode ser comparada, em parte, aos padrões de ETR dos metagabros “10-I” e “20-I” da SSB e do de Voisey’s Bay (Raylings, 2001; Figura 28). O valor de Σ ETR (= 426,34 ppm; tabela 3) do anfibolito da SSB está entre os maiores desta sequência. Os valores e padrão de ETR deste anfibolito (figura 28) mostram forte enriquecimento em ETRL (Σ ETRL= 288,28 ppm; tabela 3), anomalia positiva de Nd e grande anomalia negativa de Eu, sendo este um padrão não esperado para uma rocha com provável plagioclásio cálcico, cúmulus ou não, de origem ígnea primária. Possui também, forte enriquecimento de ETR (= 426,34 ppm; tabela 3) se forem comparados com valores (Σ ETR= 112,80 e 143,70 ppm; tabela 1) e padrões de ETR dos anfibolitos do Complexo Cambaizinho (Remus *et al.*, 1993) e outras rochas da SSB (tabela 3; figura 27).

4.2.2 Sequência Serra Grande (SSG)

Os valores normalizados de ETR nas rochas (meta)gabro-noríticas e (meta)anortosito analisadas, pertencentes à SSG podem ser vistos nas figuras 29 e 30 e nas tabelas 4 e 5. Na SSG, devido ao grande número de amostras, foram separados grupos com maior afinidade. Em um primeiro conjunto de afinidade, foram agrupadas as amostras 01-A-II, 06II, 22A, 31, 67, 68A, 69II, 75BII e ANBD, devido a semelhança de comportamento de seus padrões nos gráficos. Elas possuem baixa concentração de ETRL e ETRP (Σ ETR: de 16,22 a 332,85 ppm; à exceção das amostras ZC com 68 ppm; 68ACZ com 233,78 ppm; e, BDUM com 332,85 ppm; tabela 4), anomalias positivas de Eu (padrão esperado para rochas com plagioclásio cumulado) e enriquecimento dos ETRL em relação aos ETRP (ETRL/ETRP: de 1,16 ppm a 6,96 ppm; à exceção da amostra 69II com 0,52 ppm; tabela 4). Em relação a outras rochas (meta)gabro-noríticas, esse outro grupo (figura 29; tabela 4) tem características semelhantes ao metagabronorito de Lac des Iles (Barnes & Gomwe, 2011; Figura 26), porém com enriquecimento maior de ETRP.

As amostras 68A ((meta)gabro-norito não cisalhado) e 68ACZ ((meta)gabro-norito cisalhado), que foram coletadas no mesmo local (em sítios indeformados e deformados, respectivamente), mostram padrões opostos (figura 29) sob vários aspectos. A rocha gabróide não cisalhada possui leves anomalias positivas de Eu, negativa de Sm e leve enriquecimento de ETRL em relação aos ETRP (ETRL/ETRP= 3,80 ppm; tabela 4). A rocha gabróide cisalhada possui leve anomalia negativa de Eu, valores muito maiores de Σ ETR (= 233,78 ppm; vide acima e Tabela 4), não tem anomalias de Sm e tem padrão geral planar/*flat* e leve enriquecimento dos ETRP em relação aos ERTL.

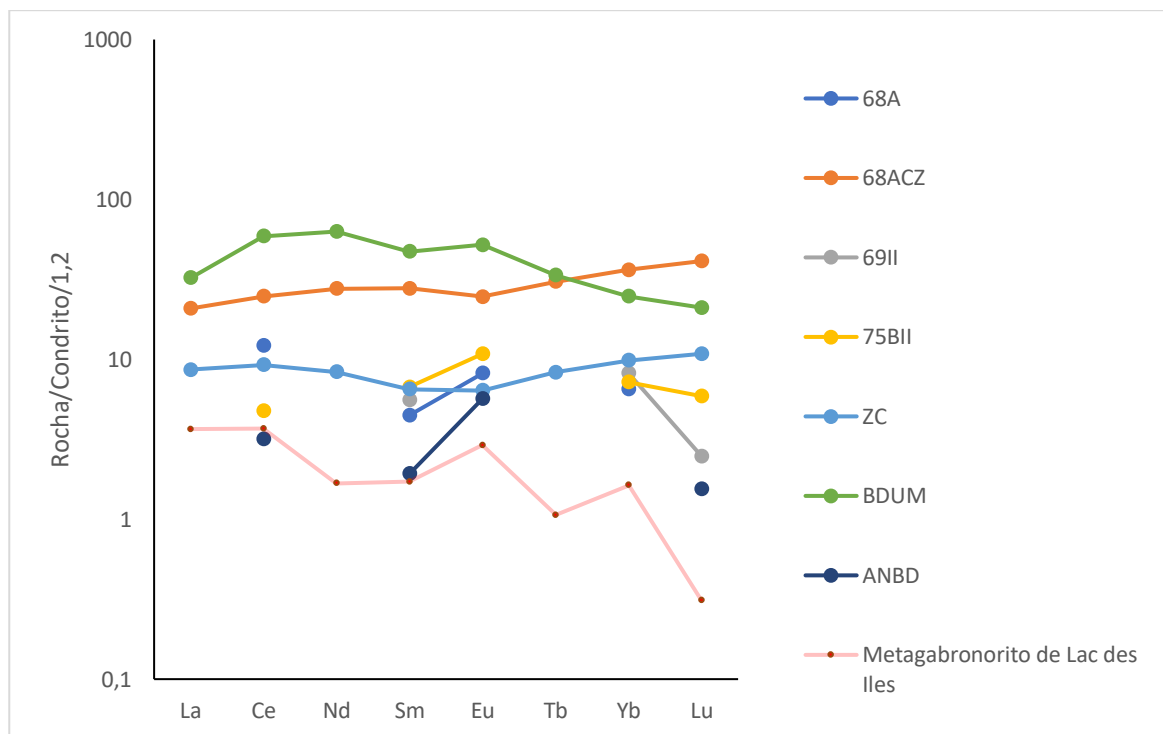


Figura 29 – Gráfico dos padrões de ETR, normalizados ao condrito, das rochas metamáficas da SSG, CBA, parte 1 (este trabalho), que foram comparados ao padrão normalizado de ETR do metagabronorito de Lac des Iles (Barnes & Gomwe, 2011).

Tabela 4 – Somatório e razões dos ETR, normalizados ao condrito, de amostras de rochas da SSG, parte 1.

	68A	68ACZ	69II	75BII	ZC	BDUM	ANBD
Σ ETR	31,366	233,782	16,223	35,364	68,068	332,851	12,315
La/Yb	n.d.	0,572	n.d.	n.d.	0,876	1,308	n.d.
La/Sm	n.d.	0,748	n.d.	n.d.	1,326	0,686	n.d.
Ce/Yb	1,862	0,680	n.d.	0,658	0,937	2,375	n.d.
Σ ETRL	24,83	125,62	5,57	22,27	39,08	253,42	10,77
Σ ETRP	6,54	108,16	10,65	13,09	28,99	79,43	1,55
ETRL/ETRP	3,80	1,16	0,52	1,70	1,35	3,19	6,96

As rochas “gabróides” (metagabros, metanoritos e metagabro-noritos) analisadas, mais deformadas da SSG (68ACZ, metagabro-norito cisalhado; e, BDUM, porção cisalhada de banda ultramáfica formada por milonitização e diferenciação de metamáfica; figura 29) são as litologias com maiores teores de Σ ETR (233,782 e 332,85 ppm; Tabela 4; acima), respectivamente, neste grupo, e tem padrões semelhantes de enriquecimento forte em ETRL (125,62 ppm e 253,42 ppm; tabela 4). A partir do Eu se diferenciam em suas anomalias, 68ACZ possui anomalia negativa e BDUM, positiva. Possuem ainda padrões opostos de ETRP, 68ACZ tem enriquecimento nos ETRP (108,16 ppm; tabela 4) e BDUM está empobrecida relativamente (79,43 ppm; tabela 4).

Cabe recordar aqui a presença comum de hornblenda metamórfica e ígnea na SSG (Capítulo 3, “Petrografia e Mineralografia”, este trabalho). Assim, pode haver uma relação direta entre estes grandes conteúdos relativos de ETR e a presença de mineralogia hidratada nestas metamáficas muito deformadas. Ao contrário destas rochas acima citadas (68ACZ e BDUM), em (meta)gabro milonitizado (amostra ZC: zona cisalhada de rocha gabróide), observa-se empobrecimento gradativo dos ETRL e enriquecimento dos ETRP.

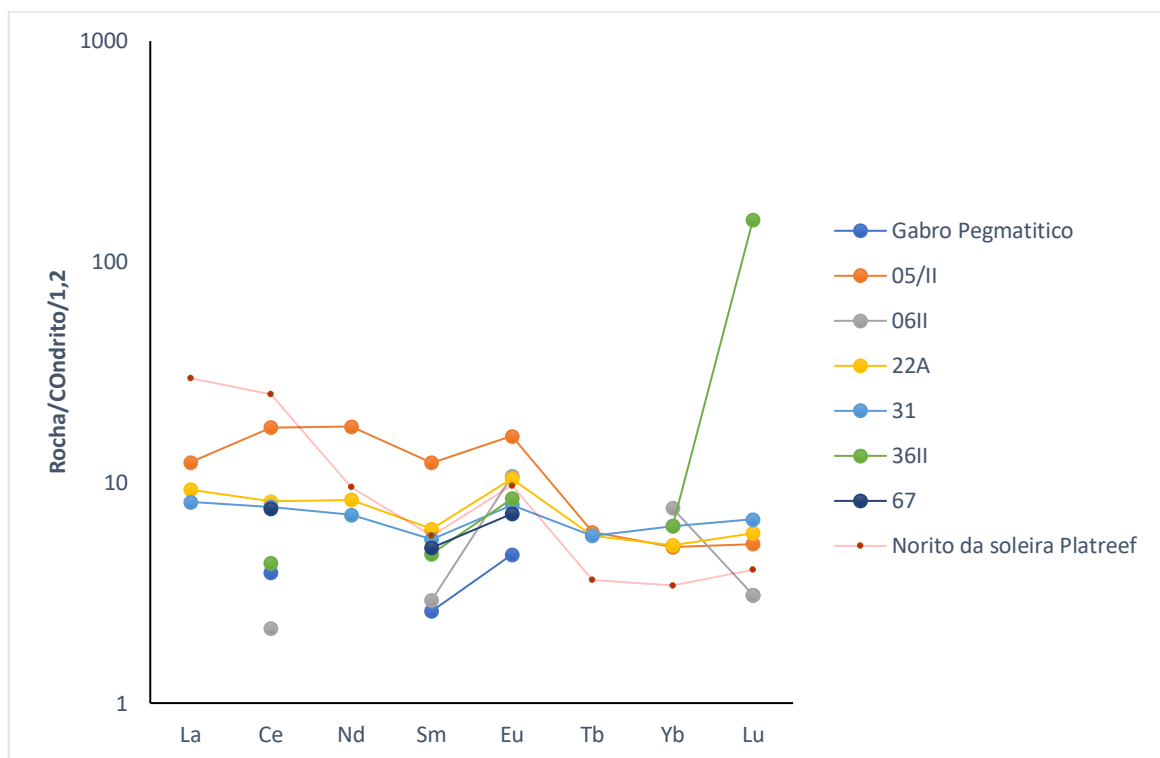


Figura 30 – Gráfico dos padrões dos ETR, normalizados ao condrito, das rochas metamáficas da SSG, parte 2, comparados ao norito da soleira de Platreef (Complexo Bushveld; Manyeruke & Maier, 2005).

Tabela 5 – Somatório e razões de ETR, normalizados ao condrito, das análises de rochas da SSG, parte 2

	Gabro Pegmatítico	05/II	06II	22A	31	36II	67
Σ ETR	14,308	92,766	26,499	59,152	55,349	178,638	19,856
La/Yb	n.d.	2,417	n.d.	1,785	1,286	n.d.	n.d.
La/Sm	n.d.	1,002	n.d.	1,508	1,478	n.d.	n.d.
Ce/Yb	n.d.	3,476	0,285	1,580	1,219	0,678	n.d.
Σ ETRL	11,21	76,45	15,76	42,33	36,45	17,49	19,86
Σ ETRP	3,10	16,32	10,74	16,82	18,90	161,14	n.d.
ETRL/ETRP	3,62	4,69	1,47	2,52	1,93	0,11	n.d.

Um aspecto comum para os padrões de ETR normalizados em todas rochas, não metamorfizadas e metamórficas (SSG), comparadas e plotadas na figura 30, são anomalias positivas de Eu que devem se relacionar a plagioclásio cumulos na origem. A rocha (meta)gabróica 36II (figura 8; tabela 5), tem valores semelhantes aos do grupo 1, porém possui uma anomalia muito grande de Lu, o que aumenta muito o valor dos seus ETRP (161,14 ppm; tabela 5) em relação aos demais ETR. Esta anomalia de Lu é a maior entre todas as metamáficas analisadas no CBA e máficas ou metamáficas comparadas. Na rocha (meta)gabróica 05-II (figura 30; tabela 5) há enriquecimento dos ETRL (76,45 ppm; tabela 5), com grande anomalia negativa de Sm e grande empobrecimento dos ETRP relativamente aos ETRL (razão de 4,69; tabela 5). Os padrões de ETR destas rochas (meta)gabróides, 05-II e BDUM (figuras 29 e 30), podem ser comparados ao norito de Platreef, embora a amostra BDUM seja mais rica em ETR (332,85 ppm; tabela 4), ETRL e ETRP, e seus padrões e proporção dos elementos (figura 29) são muito semelhantes.

4.2.3 Sequência Sul (SS)

Os valores e análises dos padrões normalizados dos ETR dos anfibolitos da SS podem ser vistos na figura 31 e na tabela 6, abaixo, que podem ajudar a melhor entender a evolução petrogenética desta sequência.

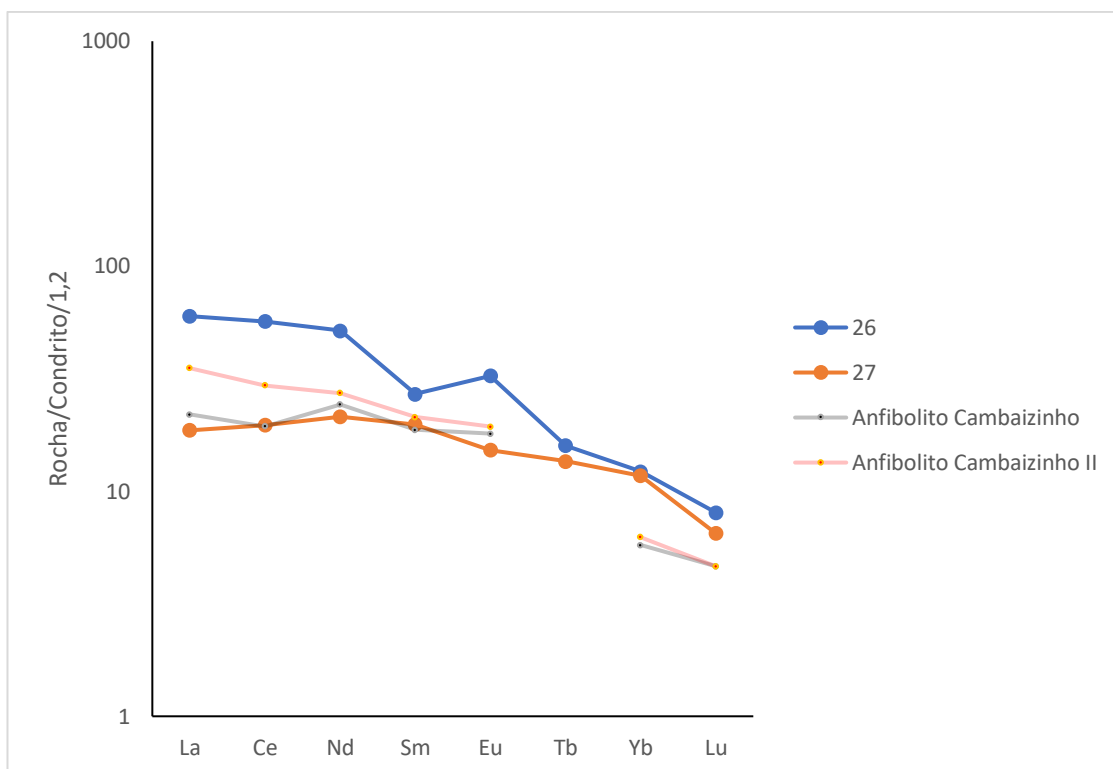


Figura 31 – Gráfico dos padrões dos ETR, normalizados ao condrito, dos anfibólitos da SS que são comparados aos anfibólitos do Complexo Cambaizinho (Remus *et al.*, 1993).

Tabela 6 – Somatório e razões dos ETR, normalizados ao condrito, em anfibólitos da SS.

	26	27
Σ ETR	264,607	126,696
La/Yb	4,894	1,594
La/Sm	2,215	0,945
Ce/Yb	4,645	1,678
Σ ETRL	228,34	94,85
Σ ETRP	36,27	31,85
ETRL/ETRP	6,30	2,98

Em relação as litologias da SS, a 26 é mais rica em Σ ETR (264,61 ppm; tabela 6) e ETRL (228,34 ppm; tabela 6), as razões La/Yb (4,894 ppm; tabela 6), La/Sm (2,215 ppm; tabela 6) e Ce/Yb (4,645 ppm) são maiores a muito maiores que as da 27 (figura 31, tabela 6) e possui anomalias positiva de Eu e negativa de Sm. A amostra 27 possui padrão oposto com leve anomalia negativa de Eu e positiva de Sm. Quanto aos ETRP (36,27 ppm e 31,85 ppm; tabela 6), estes anfibólitos se assemelham em geral, com diminuição dos ETRP do Tb ao Lu. Em comparação a outros anfibólitos, a 27 assemelha-se com o anfibólito Cambaizinho e a 26 tem mais afinidade com o Cambaizinho II (Remus *et al.*, 1993), ambos ricos em ETRL.

4.2.4 Sequência Malacacheta (SM)

Os padrões e valores normalizados de ETR dos (meta)gabros da SM podem ser vistas na figura 32 e na tabela 7, abaixo, que, também, como nas outras sequências, podem ajudar a compreender melhor a petrogênese destas rochas.

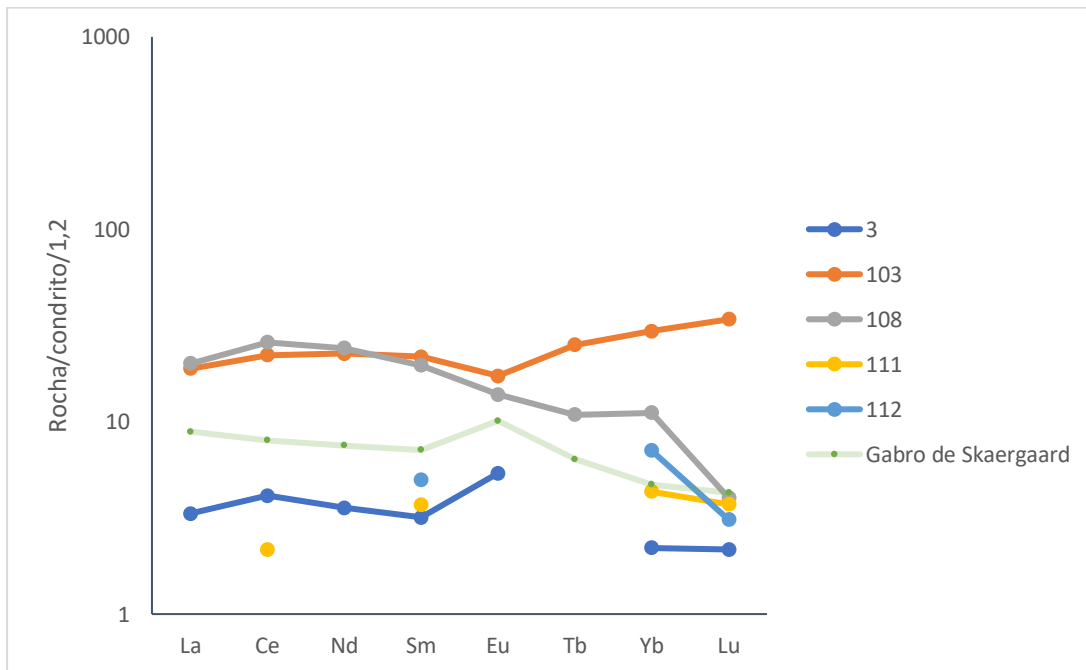


Figura 32 – Gráfico dos padrões dos ETR, normalizados ao condrito, dos (meta)gabros da SM com inclusão do gabro de Skaergaard (Jang & Naslund, 2002), para comparação.

Tabela 7 – Somatório e razões dos ETR, normalizados ao condrito, em rochas (meta)gabróicas da SM.

	3	103	108	111	112
Σ ETR	23,979	191,376	129,482	13,905	15,163
La/Yb	1,507	0,639	1,807	n.d.	n.d.
La/Sm	1,049	0,866	1,022	n.d.	n.d.
Ce/Yb	1,863	0,750	2,326	0,500	n.d.
Σ ETRL	19,60	102,69	103,50	5,86	5,00
Σ ETRP	4,38	88,68	25,98	8,04	10,16
ETRL/ETRP	4,48	1,16	3,98	0,73	0,49

Na SM, cinco amostras de (meta)gabros foram analisadas para ETR (figura 32; tabela 7). Entre estas amostras, as de identificação 111 e 112 possuem menores valores totais de ETR (13,905 ppm e 15,163 ppm; tabela 7), com semelhança entre elas para os elementos Sm, Yb e Lu, pois estes não

mostram enriquecimento acentuado, mas empobrecimento relativo dos ETRL para os ETRP (ETRL/ETRP= 0,73 ppm e 0,49 ppm; tabela 7). Dentre estas rochas a única que possui anomalia negativa de Eu é a amostra “103”, as demais apresentam ou padrões lineares ou anomalias positivas como a “112” e o gabro de Skaergaard (Jang & Naslund, 2002).. As amostras “111” e “112” apresentam valores muito baixos de Σ ETR (13,905 ppm e 15,163 ppm, respectivamente; tabela 7) sendo muito diferentes das demais desta sequência (Σ ETR: 23,979 a 191,376 ppm)

O metagabro (amostra “3”) possui anomalia positiva de Eu (figura 32; tabela 7), mas não possui valores elevados de ETR (23,979 ppm; tabela 7), leves ou pesados. Esta amostra pode ser comparada ao gabro de Skaergaard (Jang & Naslund, 2002). Estes padrões são muito semelhantes entre si, o que inclui anomalias positivas de Eu (provavelmente plagioclásio cúmulus) em ambas rochas.

O (meta)gabro (amostra “103”), possui enriquecimento em ETRP (Σ ETRP= 88,68 ppm; tabela 7) em relação ao ETRL (102,69 ppm; tabela 7), em comparação as outras amostras analisadas e anomalia negativa de Eu (figura 32; tabela 7). A amostra 108 (figura 32; tabela 7) tem pequeno enriquecimento em ETRL (Σ ETRL= 103,50 ppm; tabela 7) em relação aos ETRP (Σ ETRP= 25,98 ppm; tabela 7), porém com uma diminuição gradativa dos ETRL aos ETRP e não possui qualquer semelhança geral com outros (meta)gabros estudados e comparados do CBA neste trabalho.

4.3 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

4.3.1 Sequência Santa Barbara (SSB)

As rochas (meta)máfico-ultramáficas, em geral “gabróides”, da SSB, possuem várias anomalias heterogêneas de ETR normalizados (Figura 28; Tabela 2). Dentre estas rochas (*e. g.*, amostras 4, 22 e 41), sempre há valores de Σ ETR maiores que as das rochas máficas não metamorizadas e menores que os do anfibolito desta sequência. Isto, em primeira instância, pode ser devido a fracionamento e cristalização mineral progressivos e, respectivo, fracionamento químico, a partir de uma fonte magmática comum, com diferenciação e acúmulo dos ETR e/ou de elementos litófilos, nestes anfibolitos. Ou, isto pode ocorrer devido a, nos metamorfismos de fácies anfibolito e/ou xisto verde no CBA, com ação de fluidos aquosos reativos, ter havido adição e/ou remobilização de ETR nestas rochas. Há, também, nestas rochas metamáficas (amostras 10-I, 20-I, 22) e no anfibolito, anomalias negativas de Eu (Tabela 2; Figura 28). Isto pode indicar que o Eu nestas rochas permaneceu no líquido magmático em vez de incorporar-se ao plagioclásio cúmulus ígneo, que é o caso comum (Figueiredo, 1986). Ou, o Eu^{+2} , pode ter sido oxidado e/ou lixiviado, o que resultaria nestas anomalias negativas. Nas outras rochas da SSB, não há grandes anomalias significativas.

As rochas da SSB, em geral, são as mais anômalas em padrões de ETR (amostras 10-I e 20-I; Figura 28), ao contrário do esperado, e são as que tem grande enriquecimento de ETRL e maiores razões

La/Yb (7,41 e 7,71; respectivamente) até mesmo em relação ao anfibolito (La/Yb= 1,11; Tabela 3). Este enriquecimento em ETRL pode ser resultado de fracionamento e cristalização mineral progressivos e, respectivo, fracionamento químico, a partir de uma fonte magmática comum, com diferenciação e acúmulo dos ETR, como litófilos, como citado acima. Ou estes altos teores relativos de ETRL e altas razões La/Yb podem ser devido a grandes alterações e metamorfismos que estes litotipos sofreram, com paragêneses metamórficas de fácies granulito, anfibolito e xisto verde. Dostal *et. al.* (1980) discutiram o comportamento de ETR em rochas em uma zona de cisalhamento, afetada pela migração de fluidos aquosos, após metamorfismo. Dostal *et. al.* (1980) concluíram que rochas associadas a milonitos, como na SSB, podem se enriquecer em litófilos, como os ETR, e, em especial, os ETRL.

4.3.2 Sequência Serra Grande (SSG)

Nesta sequência de rochas (meta)norito-gabróicas, plagioclásio cumulosos, as principais características foram, no geral das amostras analisadas, anomalias positivas de Eu, enriquecimento em ETRL (amostras 05-II, BDUM e 68ACZ; Figura 29) e anomalia negativa de Eu na amostra ZC (rocha (meta)norito-gabróica cisalhada; Figura 29).

A anomalia positiva de Eu é típica de rochas com fracionamento de plagioclásio e mais característica de plagioclásio cumulosos (Hanson, 1980) e isto deve-se à incorporação do Eu^{+2} que tende a ocupar o lugar do Ca^{+2} no plagioclásio (Figueiredo, 1986). Assim, a anomalia negativa de Eu na amostra ZC pode ter sido gerada pela lixiviação deste elemento nos processos de cisalhamento e de metamorfismo com percolação de fluidos oxidantes.

O enriquecimento em ETRL pode ser devido, como para a SSB, acima citada, a metassomatismo e/ou percolação de fluidos ricos em ETRL, no momento de alteração da rocha em condições hidratadas de fácies anfibolito e/ou xisto verde. Por fim, há um padrão “planar”/flat na amostra 68ACZ, com leve empobrecimento dos ETRL que podem ter sido lixiviados nos processos metamórficos.

4.3.3 Sequência Sul (SS)

Nas amostras que representam os anfibolitos da SS, ocorrem anomalias de destaque com enriquecimento dos ETRL e grande anomalia positiva de Eu na amostra 26 (figura 30). Estas rochas possuem três paragêneses metamórficas principais, de fácies M₁: hornblenda granulito; M₂: anfibolito; e M₃: xisto verde. Em relação ao enriquecimento em ETRL sugere-se que podem ter sido adicionados pois a SS passou pelos processos deformacionais e metamórficos gerais que a SSB e SSG (Suíta, 1996). Estas rochas poderiam ter sido afetadas pela migração de fluidos aquosos em temperaturas moderadas a altas, ou seja, as ETR podem ter sofrido um processo de remobilização durante estas alterações,

metassomatismo e polideformação, à semelhança ao descrito por Dostal *et al.* (1980). Assim, também, poderia ocorrer enriquecimento em ETRL, por sua adição, e, empobrecimento relativo dos ETRP.

Em relação às anomalias positivas de Eu, esta pode ser originada de um caráter ígneo preservado em parte, devido a preservação de parte do plagioclásio cúmulus original que se manteve na rocha (Capítulo 3 deste trabalho; e de “Petrografia” de Suita, 1996).

4.3.4 Sequência Malacacheta (SM)

Na SM, a discussão dos resultados será feita em dois blocos. O primeiro com as rochas (meta)gabróicas (amostras 3, 111 e 112; Tabela 7) que possuem anomalias semelhantes, com enriquecimentos em Yb e/ou Lu e a amostra 3 com anomalia positiva de Eu (figura 31). Um segundo bloco, com as amostras (meta)gabróicas 103 e 108, que possuem padrões normalizados de ETRP inversos, em completa discordância (figura 31).

Gast (1968), sugeriu que o elemento Yb tende a se acumular em minerais do tipo granada. Assim, as anomalias positivas encontradas nestas amostras, poderiam indicar uma ausência de granada no resíduo do líquido magmático gerador desta sequência. Os (meta)gabros com maior teor de Yb se encontram entre os mais metamorfisados (Capítulo 3 deste trabalho; e vide “Petrografia” de Suita, 1996). A granada ígnea com re-equilíbrio metamórfico, nestas rochas ocorre intercrescida com hornblenda e em coroas ao redor da hornblenda e plagioclásio. Em particular a amostra “3” é (meta)Al-espinélio-granada-hornblenda-olivina gabro coronítico. Estas rochas da SM possuem intercrescimentos de hornblenda verde e picotita ou hornblenda verde e granada (Capítulo 3, este trabalho) e três fases de paragêneses metamórficas sendo estas de fácies: M₁: granulito; M₂: anfíbolito, com ou sem granada; e M₃: anfíbolito a xisto verde alto. Assim, conciliando-se com a proposição de Gast (1968) pode-se sugerir que os enriquecimentos em Yb e/ou Lu e empobrecimentos em ETRL ocorreram na paragênese de fácies anfíbolito com re-equilíbrio de granada ígnea e/ou neoformação deste mineral.

Num segundo grupo de amostras da SM, um metagabro não cisalhado (103) e um metagabro milonitizado (108), possuem padrões de ETRP em completa discordância (figura 31). A anomalia positiva dos ETRP no metagabro não cisalhado (103) pode ser devida a ocorrência de granada na rocha original, como visto acima. A granada, devido aos seus elementos formadores (entre eles Ca e Mg) e a disposição destes no seu retículo cristalino, favorecem a entrada e/ou preservação das ETRP (Hanson, 1980). As anomalias negativas de Eu podem ter sido causadas por lixiviação deste elemento por fluídos oxidantes do plagioclásio cumulado original (figuras 20 a 32).

Mendonça, S. L. M. 2020, Geoquímica de elementos terras raras (ETR) do complexo máfico-ultramáfico de alto grau de Barro Alto (GO)

CAPÍTULO 5

CONCLUSÕES

Neste trabalho é possível argumentar que, embora os ETR sejam considerados elementos relativamente imóveis ou pouco móveis em processos de metamorfismo em geral e suas características e padrões sejam interpretados sempre como originários de sua fonte ígnea (Hanson, 1980; Figueiredo, 1986), os elementos terras raras podem se tornar mais móveis em complexos máfico-ultramáficos que sofreram uma série de processos pós-magmáticos e polideformacionais, como no caso do CBA.

É possível também, ao analisar todas as amostras, observar que os valores, somatórios e razões dos ETR são muito diferentes, mesmo que estas rochas sejam co-genéticas em grandes unidades litológicas. Estes dados podem indicar que estas rochas sofreram os diversos processos, acima citados, sejam estes metamórficos, metassomáticos, hidrotermais e/ou tectônicos que modificaram seus padrões originais de ETR.

Assim, pode-se observar que, em comparação geral entre rochas máficas não metamorfizadas (figura 25) e todas rochas metamáficas do CBA (figuras 26 a 32) estudadas neste trabalho, estas possuem maior variação dos padrões, maior número de anomalias positivas e negativas, teores maiores de Σ ETR e tem enriquecimento geral de ETR na maioria destes CMU. Ainda, dentre as rochas analisadas e estudadas no CBA, os anfibolitos, de modo geral, tendem a ser as rochas com maiores teores totais de ETR, à exceção das amostras “10-I” e “20-I” da SSB. Sugere-se que tal fato pode ser devido a hidratação destas rochas, em geral originalmente anidras, exceto pelas rochas metamáficas da SM, com adição e/ou lixiviação de ETR às mesmas em zonas de cisalhamento.

Sugere-se que as anomalias negativas de Eu presentes nas rochas analisadas ((meta)gabróides; plagioclásio cumulos) e anfibolitos do CBA, podem ter como principal razão para esta característica, a oxidação e/ou lixiviação do Eu do plagioclásio cúmulus original. Isto pode ser devido ao fato de que rochas que se encontram nas mesmas sequências e possuem formação ígnea semelhante (processos cúmulus), possuem ora anomalias positivas e ora negativas de Eu. Nas anomalias negativas de Eu como, por exemplo, na amostra ZC, sugere-se como motivo lixiviação ou oxidação do Eu no plagioclásio, onde em condições oxidantes o Eu^{+2} seria retirado da estrutura do plagioclásio cumulo e alterado para Eu^{+3} . Desta forma, seria modificada uma provável anomalia positiva de Eu, original do plagioclásio cumulo, para uma anomalia negativa (Suíta, 1988, 1996).

Em relação as rochas em que foi constatado enriquecimento dos ETRL sugere-se que a causa principal destas anomalias deve-se a sua associação com milonitos e rochas afetadas, mais próximas a ou dentro de zonas de cisalhamento, susceptíveis a enriquecimento ou empobrecimento por metassomatismo de elementos leves. Segundo, *e.g.*, Dostal *et. al.* (1980) e Suíta (1988), estas rochas

tendem a se enriquecer em elementos litófilos, como ETRL, por metassomatismo enquanto os ETRP tendem a ser mais empobrecidos ou apresentam padrões residuais.

Ocorrem, ainda, enriquecimentos em ETRP e fortes anomalias positivas de Yb e/ou Lu na SM (vide Figura 32). As amostras de (meta)gabros com granada, se encontram entre as mais metamorfizadas e poderia ter ocorrido concentração destes ETRP na granada original e/ou re-equilibrada por percolação de fluidos lixivadores de ETRL nos processos metamórficos.

Com dados deste TCC e outros trabalhos aqui citados, observa-se que nas rochas que não passaram por grandes transformações metamórficas e/ou hidrotermais e/ou tectônicas, os ETR podem ser bons indicadores originários de fonte ígnea. Mas é preciso observar que, em locais, como no CBA, devido à proximidade com e/ou localização dentro de zonas de cisalhamento de natureza infra- e/ou supra-crustal, grandes e diversos e/ou intensos, ou não, processos de metamorfismo e/ou hidrotermalismo, e de milonitização, alteraram a ocorrência e comportamento dos ETR nas rochas de vários modos, que podem causar diversas anomalias, positivas ou negativas, como visto anteriormente.

Uma causa primordial para estas anomalias de ETRL e/ou ETRP, em nossa opinião, é o tipo de fluido que pode percolar nas rochas durante estas fases de metamorfismos, suas condições de pH e Eh, razões fluído/rocha, temperaturas, pressões, entre outros fatores maiores que podem causar um metassomatismo/hidrotermalismo e alterar todos os padrões de ETR da rocha original.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abrão, A. (ed.). 1994. *Química e tecnologia das terras-raras*. Rio de Janeiro, CETEM/CNPq, 212p.
- Almeida, F.F.M.; Hasui, Y.; Neves, B.B.B. & Fuck, R.A.. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 8, Fortaleza (CE), Atas, SBG/Núcleo NE, p. 363-391.
- Assumpção, M.; Fernandes, E.P.; Araújo Filho, J.O. & Sá, N.C.. 1985. Levantamento gravimétrico do Complexo de Barro Alto. Resultados preliminares. *Revista Brasileira de Geofísica*, 3(1-7): 1-7.
- Baeta Jr., J.D.A.; Figueiredo, A.N.; Souza, E.P. & Mello, J.C.R.. 1972. Projeto Goianésia-Barro Alto. *Relatório Final*, Goiânia, CPRM/DNPM, (MME/Brasil), 1972, 3v..
- Barnes, S.J. & Gomwe, T.S.. 2011. The Pd deposits of the Lac des Iles complex, northwestern Ontario. *Reviews in Economic Geology*, 17: 351-370.
- Biondi, J.C.. 1986. *Depósitos de minerais metálicos de filiação magmática*. São Paulo (SP), T.A. Queiroz, CBMM, 602p., ilustr..
- Butler, R.W.H.. 1989. The terminology of structures in thrust belts. *J. Struct. Geol.*, 4(3): 239-245.
- Connelly N.G., Damhu T., Hartshorn R.M. Hutton A.T.. (Eds.) 2005. *Nomenclature of inorganic chemistry. Recommendations: IUPAC Recommendations 2005*. Cambridge, Royal Society of Chemistry, 378p.
- Cordani, U.G.; Sato, K.; Teixeira, W.; Tassinari, C.C.G. & Basei, M.A.S.. 2000. Crustal evolution of the South American platform. In: Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Thomaz Filho, A. & Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*, p.19-40.
- Correia, C. & Girardi, V.A.V.. 1998. Geoquímica e petrologia das rochas máficas e ultramáficas do complexo estratiforme de Cana Brava-GO e das suas encaixantes. *Boletim IG-USP, Série Científica*, 29, 37 p.
- Correia, C.T.; Girardi, V.A.V.; Basei, M.A.S.; Nutman, A.. 2007. Cryogenian U-Pb (SHRIMP I) zircon ages of anorthosites from the upper sequences of Niquelândia and Barro Alto Complexes, Central Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 37(4): 70-75.
- Cotton, J.. 2006. *Lanthanide and actinide chemistry*. New York, John Wiley & Sons, 263p.
- Danni, J.C.M.; Fuck, R.A. & Leonardos, O.H.. 1982. Archean and Lower Proterozoic Units in Central Brazil. *Geol. Rundschau*, 71(1): 291-317
- Danni, J.C.M. & Kuyumjian, R.M.. 1984. A origem dos anfíbolitos basais da Sequência vulcano-sedimentar Juscelândia, Goiás. In: Congr. Bras. Geol., 33, *Anais...*, Rio de Janeiro (RJ), SBG, p. 4126-4136.
- Danni, J.C.M.; Fuck, R.A.; Kuyumjian, R.M.; Leonardo, O.H. & Winge, M.. 1984. O complexo de Barro Alto na região de Ceres-Rubiatuba, Goiás. *Rev. Brasil. Geoc.*, 14(2): 128-136.
- Delgado, I.M.; Bizzi, L.A.; Schobbenhaus, C.; Vidotti, R.M. & Gonçalves, J.H.. (Eds.) 2003. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*, CPRM/SGB, Brasília (DF), 692p.
- Dostal, J.; Strong, D.F. & Jamieson, R.A.. 1980. Trace element mobility in the mylonite zone within the ophiolite aureole, St. Anthony Complex, Newfoundland. *Earth and Planetary Science Letters*, 49: 188-192.
- Ferreira Filho, C.F. & Naldrett, A.J.. 1993. The Niquelândia mafic-ultramafic Complex, Goiás, Brazil: A Contribution to the Ophiolite x Stratiform Controversy Based on New Geological and Structural Data. *Precamb. Res.*, 59: 125-143.

Mendonça, S. L. M. 2020, Geoquímica de elementos terras raras (ETR) do complexo máfico-ultramáfico de alto grau de Barro Alto (GO)

Ferreira-Filho, C.F.; Kamo, S.L.; Fuck, R.A.; Krogh, T.E.. 1994. Zircon and rutile U-Pb geochronology of the Niquelândia layered mafic and ultramafic intrusion, Brazil: constraints for the timing of magmatism and high grade metamorphism. *Precambrian Res.*, v. 68, pp. 241-255.

Ferreira Filho, C.F.; Moraes, R.; Falcett, J.J.; Naldrett, A.J.. 1998. Amphibolite to granulite progressive metamorphism in the Niquelândia Complex, Central Brazil: regional tectonic implications. *Journal South America Earth Sciences*, v.11, p. 35-50.

Figueiredo, A.N.. 1978. Geologia e Mineralizações do Extremo Norte do Complexo de Barro Alto, Goiás. Mestrado, *Dissertação(inédito)*, Departamento de Geociências, IE, Universidade de Brasília, 104p.

Figueiredo, M.C.H.. 1986. Introdução à geoquímica dos elementos terras raras. *Bol. Inst. Geoc./USP*, Série Científica, 16: 15-31.

Fuck, R.A.; Danni, J.C.M; Winge, M.; Andrade, G.F.; Barreira, C.F.; Leonardos, O.H. & Kuyumjian, R.M.. 1981. Geologia da Região de Goianésia. In: I Simp. Geol. Centro-Oeste, I, *Anais...*, Goiânia (GO), SBG/Núcleos Centro-Oeste e Brasília, p. 447-469.

Fuck, R.A.; Brito Neves, B.B.; Cordani, U.G. & Kawashita, K.. 1989. Geocronologia Rb-Sr no complexo de Barro Alto, Goiás: evidência de metamorfismo de alto grau e colisão continental a 1.300 Ma no Brasil Central. *Geochem. Brasil.*, 3: 125-140.

Gast, P.W.. 1968.. Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 32(10): 1057-1086.

Girardi, V.A.V.; Rivalenti, G.; Siena, F. & Sinigoi, S.. 1981. Precambrian Barro Alto complex of Goiás, Brazil: Bulk geochemistry and phase equilibria. *N. Jb. Miner. Abh.*, 142(3): 270-291.

Hanson, G.N.. 1980. Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous systems. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 8(1): 371-406.

Henderson, P.. 1984. *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, 510p..

Jackson, E.D.. 1971. The origin of ultramafic rocks by cumulus processes. *Fortschr. Miner.*, 48(1): 128-174

Jang, Y.D. & Naslund, H.R.. 2002. Major and trace element variation in ilmenite in the Skaergaard intrusion: petrologic implications. *Chem. Geol.*, 193, 109-125.

Lima, T.M. & Ribeiro, P.S.E.. 2010. Síntese geológica e prospecção geoquímica da área de Barro Alto, Goiás. Brasília (DF), CPRM-SGB, 2010, 56p.

Manyeruke, T.D. & Maier, W.D.. 2005. Major and trace element geochemistry of the Platreef on the Farm Townlands, northern Bushveld Complex. *South Africa Journal of Geology*, 108(1): 381-396.

Marini, O.J.; Fuck, R.A.; Dardenne, M.A. & Danni, J.C.M. 1984. Província Tocantins, Setores central e sudeste. In: Almeida, F.F.M. & Hasui, Y.. *O Precambriano do Brasil*. São Paulo (SP), Edgar Blucher, pp. 205-264.

Masuda, A.; Nakamura, N. & Tanaka, T.. 1973. Fine structures of mutually normalized rare-earth patterns of chondrites. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 37: 239-248

Naldrett, A.J. & Von Gruenewaldt, G. 1989. Association of platinum-group elements with chromitites in layered intrusions and ophiolite complexes. *Econ. Geol.*, 84: 180-187.

Nilson, A.A. 1984. O estágio atual de conhecimentos dos complexos máficos-ultramáficos pré-cambrianos do Brasil: uma avaliação preliminar. In: Congr. Bras. Geol., 33, *Anais...*, Rio de Janeiro, RJ, SBG, p. 4166-4203.

Oliveira, A.M. & Jost, H.. 1992. Estratigrafia da sequência granulítica do Complexo Barro Alto na região de Goianésia, GO. *Bol. Resumos...*, Congr. Bras. Geol., 37, SBG, São Paulo (SP), 1: 446-447.

- Oliveira, A.M.. 1993. Petrologia, estratigrafia, petroquímica e potencialidades para Elementos do Grupo de Platina (EGP) no Complexo de Barro Alto na região de Goianésia, Goiás. *Dissertação de Mestrado*, IG/UnB, 86 p.
- Oliveira, A.M. & Jost, H.. 1993. Stratigraphy, geochemistry and distribution of the Platinum-group elements (PGE) in the Goianésia section of the Barro Alto Complex, Goiás, Brazil. *In: Encontro Brasileiro sobre Elementos do Grupo da Platina, I, Extended abstracts...*, SBG, Brasília (DF), p. 18-20.
- Oliveira, F.S.; Varajão, A.F.D.C.; Varajão, C.A.C.; Boulangé, B.; Costa, J.L.G.; Vessani, L.A. 2009. Alteração supergênica e morfogênese tropical no complexo máfico-ultramáfico acamadado de Barro Alto, GO. *Geociências*, v. 28, n. 3, p. 255-272.
- Pimentel, M.M.; Heaman, L. & Fuck, R.A. 1991a. Zircon and sphene U-Pb geochronology of Upper Proterozoic volcanic-arc rocks units from southwestern Goiás, Central Brazil. *J. South American Earth Sciences*, 4(4): 295-305.
- Pimentel, M.M.; Heaman, L.; Fuck, R.A. & Marini, O.J. 1991b. U-Pb Geochronology of Precambrian tin-bearing continental-type acid magmatism in Central Brazil. *Precambrian Res.*, 52: 321-335.
- Pimentel, M.M.; Heaman, L. & Fuck, R.A. -1992- Idade do meta-riolito da Sequência Maratá, Grupo Araxá, Goiás: estudo geocronológico pelos métodos U-Pb em zircão, Rb-Sr e Sm-Nd. *Anais Acad. Bras. Ciências*, 64(1): 19-28.
- Pimentel, M.M.; Fuck, R.A.; Machado, N.; Ribeiro, R.K. & Viana, M.G.. 1993. Dados Geocronológicos U-Pb Preliminares da Região de Mara Rosa, Goiás: Implicações para a época de Mineralização de Au e para a Evolução Tectônica Neoproterozóica no Centro-Oeste. *In: Congr. Bras. Geoquím., 4, Resumos Expandidos...*, Brasília(DF), 1993, p. 255-258.
- Pimentel, M.M.; Ferreira Filho, C.F.; Armstrong, R.A.. 2004. Shrimp U-Pb and Sm-Nd ages of the Niquelândia layered complex: Meso- (1.25 Ga) And Neoproterozoic (0.79 Ga) extensional events in central Brazil. *Precambrian Research*, v. 132, p. 132-135.
- Raylings, A.M.. 2001. The Paleoproterozoic metaplutonic suite of Voisey's Bay, Labrador. *Thesis of Master's Degree*. Department of Earth Sciences. University of Newfoundland, 260p.
- Remus, M.V.D.; Hartmann, L.A. & Formoso, M.L.L..1993. Os padrões de elementos terras raras (ETR) e a afinidade geoquímica komatiítica dos xistos magnesianos e rochas associadas do Complexo Cambaizinho, São Gabriel, RS. *Rev. Bras. Geociências*. 23(4): 370-387.
- Rollinson H. 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific & Technical, 350p.
- Santos, D.E.. 2015. Estudo mineralógico e mineralográfico de metaultramafitos e metamafitos da porção meridional do Cráton São Francisco. *Dissertação (inédito)*. Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP). Ouro Preto, MG, 103p.
- Streckeisen, A.L.. 1973. Plutonic rocks. Classification and nomenclature recommended by the IUGS Subcommittee of the systematics of igneous rocks. *Geotimes*, 18(10): 23-60.
- Streckeisen, A.L.. 1974. Classification and nomenclature of plutonic rocks recommendations of the IUGS subcommission on the systematics of Igneous Rocks. *Geol Rundsch.*, v. 63, pp. 773-786.
- Streckeisen, A.L.. 1976. To each rocks its proper name. *Earth Sci. Rev.*,12: 1-33.
- Suita, M.T.F.. 1988. Geologia da área Luanga com ênfase na petrologia do complexo básico-ultrabásico Luanga e depósitos de cromita associados. *Dissertação de Mestrado (inédito)*, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília (UnB), Brasília. 333p.
- Suita, M.T.F.; Fyfe, W.S. & Barnett, R.L.. 1992. Mineral analysis from ultramafic rocks of the Barro Alto Layered Mafic-ultramafic Complex (Central Goiás, Brazil): geochemical and petrogenetical implications. *In: Congr. Bras. Geol., 37, São Paulo (SP), 1992, Resumos expandidos...*, SBG, p.21-24

- Mendonça, S. L. M. 2020, Geoquímica de elementos terras raras (ETR) do complexo máfico-ultramáfico de alto grau de Barro Alto (GO)
- Suita, M.T.F.; Fyfe, W.S.; Hartmann, L.A.; Nilson, A.A. & Constâncio, J.R.. 1993a. PGE+Au Metallogeny In The Northern Part Of The Barro Alto Mafic-Ultramafic Complex, Central, Goiás, Brazil. *In: Brazilian PGE-Meeting, 1, Encontro Brasileiro Sobre Elementos do Grupo da Platina, I, Brasília, DF. Expanded Abstracts Of The Platinum Group Elements Meeting, I, Brasília, DF, Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo DF, 1993.*
- Suita, M.T.F.; Fyfe, W.S.; Nilson, A.A. & Hartmann, L.A.. 1993b. PGE/PGM Related To Mafic-Ultramafic Complexes Of Brazil: An Outline. *In: IAGOD- International Symposium On Mineralizations Related To Mafic And Ultramafic Rocks, 5, Orleans, Abstracts of The Iagod Meeting, Strasbourg, France, p 49-50,*
- Suita, M.T.F.; Kamo, S.L.; Krogh, T.; Fyfe, W.S. & Hartmann, L.A.. 1994a. U/Pb Ages From The High-Grade Barro Alto Mafic-Ultramafic Complex (Goiás, Central Brazil): Middle Proterozoic Continental Mafic Magmatism And Upper Proterozoic Continental Collision. *In: International Conference On Geochronology And Cosmochemistry, Berkeley, California, USA. Abstracts Of The International Conference On Geochronology And Cosmochemistry. Denver, Colorado, USA, U.S. Geological Survey, 1994, p. 309.*
- Suita, M.T.F.; Hartmann, L.A.; Kamo, S.L. & Fyfe, W.S.. 1994b. The Nature of the Barro Alto Layered Mafic-ultramafic complex and a discussion on the role of the Brasiliano and the Uruaçuano Cycles in Goiás, Central Brazil. *In: ISUM- International Symposium on the Physics & Chemistry of the Upper Mantle, Extend Abstracts..., São Paulo, SP, p. 82-84.*
- Suita, M.T.F. & Chemale Jr., F. 1995. Nature of the Uruaçuano Cycle in the São Francisco & Tocantins Provinces and its Relations with the Amazonian Craton. *In: SBG-Núcleo RS, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos (SNET), V, Gramado, Resumos Expandidos, p, 98-100.*
- Suita, M.T.F.. 1996. Geoquímica & metalogenia de elementos do grupo da platina (EGP+Au) em complexos máfico-ultramáficos do Brasil: critérios & guias com ênfase no complexo máfico-ultramáfico acamadado de alto grau de Barro Alto (CBA, Goiás). *Tese (doutorado), Inst. Geoc., Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS). 482p.*
- Sun, S.S. & Hanson, G.N.. 1976. Rare-earth element evidence for differentiation of Mccurdo Volcanics, Ron Island, Antartida. *Contr. Mineral. Petrol.*, 19: 1-71.
- Takehara, L.; Hartmann, L.A.; Vasconcellos, M.A.Z; Suita, M.T.F.. 1999. Evolução magmática e metamórfica de zircões do Complexo Barro Alto (GO), com base em imagens de elétrons retro-espalhados e análises químicas por microsonda eletrônica. *Revista Brasileira de Geociências, Brasília, v. 29(3): 371-378.*
- Taylor, S.R. & Gorton, M.P. 1977. Geochemical application of spark source mass spectrography-III. Element sensitivity, precision and accuracy. *Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 41, pp. 1375-1380.*
- Von Gruenewaldt, G. 1993. Ilmenite-Apatite Enrichments in the Upper Zone of the Bushveld Complex: A Major Titanium-Rock Phosphate Resource. *International Geology Review, v. 35, pp. 987-1000*
- Wager, L.R. & Brown, G.M.. 1967. *Layered Igneous Rocks*. Oliver & Boyd, Ltd., Edinburgh, 588p..
- Willmore, C.C.; Boudreau, A.E. & Kruger, F.J.. 2000. The halogen geochemistry of the Bushveld Complex, Republic of South Africa: Implications for Chalcophile Element Distribution in the Lower and Critical zones. *Journal of Petrology, 41(10): 1517-1539.*
- Zongsen, Y. & Minbo, C.. 1995. *Rare Earth Elements and their Applications*, Metallurgical Industry Press, Beijing.
-

Mendonça, S. L. M. 2020, Geoquímica de elementos terras raras (ETR) do complexo máfico-ultramáfico de alto grau de Barro Alto (GO)

APÊNDICES

Tabela 8 – Valores de ETR analisados em amostras representativas de litotipos da SSB.

	Amostras					
ETR	4	10-I	22	41	Anfibolito	20-I
La	1,81	39,9	11,6	2,69	17,5	25,7
Ce	5,78	105	29,4	6,5	54,3	58,1
Nd	3,36	57,7	17,8	4,35	44,6	32,5
Sm	0,88	11,5	4,73	1,12	11	6,66
Eu	0,4	1,94	1,14	0,45	2,45	1,95
Tb	0,15	1,36	0,78	0,31	2,32	1
Yb	0,83	3,56	3,05	1,42	10,4	2,2
Lu	0,12	0,3	0,36	0,16	1,25	0,26

Tabela 9 – Valores de ETR analisados e normalizados ao condrito em amostras representativas de rochas da SSB.

	Amostras					
ETR	4	10-I	22	41	Anfibolito	20-I
La	5,75	126,67	36,83	8,54	55,56	81,59
Ce	7,11	129,15	36,16	8,00	66,79	71,46
Nd	5,63	96,65	29,82	7,29	74,71	54,44
Sm	4,58	59,90	24,64	5,83	57,29	34,69
Eu	5,54	26,87	15,79	6,23	33,93	27,01
Tb	3,19	28,94	16,60	6,60	49,36	21,28
Yb	3,99	17,12	14,66	6,83	50,00	10,58
Lu	3,72	9,29	11,15	4,95	38,70	8,05

Tabela 10 – Valores de ETR analisados em amostras representativas de rochas para SSG

	Amostras						
ETR	68A	68ACZ	69II	75BII	ZC	BDUM	ANBD
La	n.d.	6,55	n.d.	n.d.	2,72	10,2	n.d.
Ce	9,9	20,1	n.d.	3,86	7,51	47,8	2,57
Nd	n.d.	16,5	n.d.	n.d.	4,97	37,6	n.d.
Sm	0,86	5,34	1,07	1,29	1,25	9,06	0,37
Eu	0,59	1,78	n.d.	0,78	0,46	3,76	0,41
Tb	n.d.	1,44	n.d.	n.d.	0,39	1,58	n.d.
Yb	1,36	7,56	1,7	1,5	2,05	5,15	n.d.
Lu	n.d.	1,33	0,08	0,19	0,35	0,68	0,05
	01AII	05/II	06II	22A	31	36II	67
La	n.d.	3,88	n.d.	2,92	2,57	n.d.	n.d.
Ce	3,17	14,4	1,77	6,67	6,29	3,5	6,18
Nd	n.d.	10,7	n.d.	4,97	4,26	n.d.	n.d.
Sm	0,5	2,36	0,56	1,18	1,06	0,91	0,97
Eu	0,34	1,17	0,77	0,75	0,57	0,61	0,52
Tb	n.d.	0,28	n.d.	0,27	0,27	n.d.	n.d.
Yb	n.d.	1,06	1,59	1,08	1,32	1,32	n.d.
Lu	0,1	0,17	0,1	0,19	0,22	5	n.d.

Tabela 11 – Valores de ETR analisados e normalizados ao condrito em amostras representativas de rochas da SSG

	Amostras						
ETR	68A	68ACZ	69II	75BII	ZC	BDUM	ANBD
La	n.d.	20,79	n.d.	n.d.	8,63	32,38	n.d.
Ce	12,18	24,72	n.d.	4,75	9,24	58,79	3,16
Nd	n.d.	27,64	n.d.	n.d.	8,32	62,98	n.d.
Sm	4,48	27,81	5,57	6,72	6,51	47,19	1,93
Eu	8,17	24,65	n.d.	10,8	6,37	52,08	5,68
Tb	n.d.	30,64	n.d.	n.d.	8,3	33,62	n.d.
Yb	6,54	36,35	8,17	7,21	9,86	24,76	n.d.
Lu	n.d.	41,18	2,48	5,88	10,84	21,05	1,55
	Amostras						
	01AII	05/II	06II	22A	31	36II	67
La	n.d.	12,32	n.d.	9,27	8,16	n.d.	n.d.
Ce	3,9	17,71	2,18	8,2	7,74	4,31	7,6
Nd	n.d.	17,92	n.d.	8,32	7,14	n.d.	n.d.
Sm	2,6	12,29	2,92	6,15	5,52	4,74	5,05
Eu	4,71	16,2	10,66	10,39	7,89	8,45	7,2
Tb	n.d.	5,96	n.d.	5,74	5,74	n.d.	n.d.
Yb	n.d.	5,1	7,64	5,19	6,35	6,35	n.d.
Lu	3,1	5,26	3,1	5,88	6,81	154,8	n.d.

Tabela 12 – Valores de ETR analisados em amostras representativas de litotipos da SS.

ETR	Amostras	
	26	27
La	18,9	5,89
Ce	46,3	16
Nd	30,9	12,8
Sm	5,2	3,8
Eu	2,35	1,1
Tb	0,75	0,64
Yb	2,55	2,44
Lu	0,26	0,21

Tabela 13 – Valores de ETR analisados e normalizados ao condrito em amostras representativas de rochas da SS.

ETR	Amostras	
	26	27
La	60,00	18,70
Ce	56,95	19,68
Nd	51,76	21,44
Sm	27,08	19,79
Eu	32,55	15,24
Tb	15,96	13,62
Yb	12,26	11,73
Lu	8,05	6,50

Tabela 14 – Valores de ETR analisados em amostras representativas de litotipos da SM.

ETR	Amostras				
	3	103	108	111	112
La	1,05	5,94	6,32	n.d.	n.d.
Ce	3,35	18	21	1,76	n.d.
Nd	2,13	13,5	14,4	n.d.	n.d.
Sm	0,61	4,18	3,77	0,71	0,96
Eu	0,39	1,25	1	n.d.	n.d.
Tb	<0.1	1,18	0,51	n.d.	n.d.
Yb	0,46	6,14	2,31	0,9	1,47
Lu	0,07	1,1	0,13	0,12	0,1

Tabela 15 – Valores de ETR analisados e normalizados ao condrito em amostras representativas de rochas da SM.

	Amostras				
ETR	3	103	108	111	112
La	3,33	18,86	20,06	n.d.	n.d.
Ce	4,12	22,14	25,83	2,16	n.d.
Nd	3,57	22,61	24,12	n.d.	n.d.
Sm	3,18	21,77	19,64	3,70	5,00
Eu	5,40	17,31	13,85	n.d.	n.d.
Tb	n.d.	25,11	10,85	n.d.	n.d.
Yb	2,21	29,52	11,11	4,33	7,07
Lu	2,17	34,06	4,02	3,72	3,10