UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
"JULIO DE MESQUITA FILHO"
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS E CIÊNCIAS EXATAS
Programa de Pós-Graduação em Geologia Regional

Evolução Metamórfica P-T-t da Porção Norte do Complexo Guaxupé na Região de Arceburgo-Santa Cruz da Prata, MG.

Magnólia Barbosa do Nascimento

Rio Claro – SP
2010

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
"JULIO DE MESQUITA FILHO"
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS E CIÊNCIAS EXATAS
Programa de Pós-Graduação em Geologia Regional

Evolução Metamórfica P-T-t da Porção Norte do Complexo Guaxupé na Região de Arceburgo-Santa Cruz da Prata, MG.

Magnólia Barbosa do Nascimento

Orientador: Prof. Dr. Marcos Aurélio Farias de Oliveira

Tese de Doutorado elaborada junto ao Programa de Pós-Graduação em Geologia Regional, para obtenção do título de Doutor em Geologia Regional.

Rio Claro – SP
2010

551.8 Nascimento, Magnólia Barbosa
N244e Evolução metamórfica P-T-t da porção norte do complexo Guaxupé na região de Arceburgo-Santa Cruz da Prata, MG. / Magnólia Barbosa Nascimento. - Rio Claro : [s.n.], 2010
163 f. : il., figs., gráfs., tabs., fots. + mapa

Tese (doutorado) - Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Orientador: Marcos Aurélio Farias de Oliveira

1. Geologia estrutural. 2. Metamorfismo em rochas granulíticas. 3. Granulito. 4. Metamorfismo. 5. Geoquímica. I. Título.

Ficha Catalográfica elaborada pela STATI - Biblioteca da UNESP
Campus de Rio Claro/SP

COMISSÃO EXAMINADORA

Prof. Dr. José de Araújo Nogueira Neto
UFC/Fortaleza - CE

Prof. Dr. Francisco de Assis Negri
IG/USP/São Paulo - SP

Prof. Dr. Antenor Zanardo
IGCE/UNESP/RioClaro - SP

Prof. Dr. Antonio Carlos Artur
IGCE/UNESP/RioClaro - SP

Prof. Dr. Marcos Aurélio Farias de Oliveira
IGCE/UNESP/RioClaro – SP
Orientador

Magnólia Barbosa do Nascimento
Discente

Rio Claro, 30 de Abril de 2010.

Resultado: **Aprovada**

"Se eu tivesse o dom da profecia, se conhecesse todos os mistérios e toda a ciência, se tivesse toda a fé, a ponto de remover montanhas, mas não tivesse amor, nada seria" (1ª Carta de São Paulo aos Coríntios – Capítulo 13).

A G R A D E C I M E N T O S

À Deus por tudo e por estar sempre presente em minha vida me dando força para lutar.

A minha família pelo apoio e por entender minha ausência, em especial minha mãe e tio.

Agradeço também ao orientador Dr. Marcos Aurélio Farias de Oliveira, pela paciência, disponibilidade e ensinamentos que tornaram possíveis o término desse trabalho.

Ao amigo e eterno orientador Dr. José de Araújo Nogueira Neto pelo apoio dado durante a realização desse trabalho.

A todos os professores do IGCE – Geologia Regional que me acompanharam durante o doutorado.

A amiga de sempre Glória por estar sempre ao meu lado me apoiando e ajudando.

Aos amigos que fiz na pós-graduação pelas brincadeiras e discussões que tornaram mais leve o trabalho. Em especial aos amigos Ana Cândida, Ivaldo e Mayra pelo apoio quando de minha chegada a Rio Claro.

As amigas de casa Martha, Simone e Anna Paula pela paciência e tolerância durante nossa convivência.

Aos funcionários da pós-graduação em especial à secretária Rosângela.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPQ, pelo suporte financeiro dado ao desenvolvimento deste trabalho.

Ao Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia do Espírito Santo – IFES - Campus Cachoeiro do Itapemirim pelo apoio durante os períodos que precisei me ausentar bem como aos meus alunos pelas aulas extras.

Enfim a todos que contribuíram com a realização desse trabalho, meu muito obrigada.

S U M Á R I O

Índice	ii
Índice de Tabelas	v
Índice de Figuras	vii
Índice de Fotos	ix
Índice de Fotomicrografias	xii
Resumo	xv
Abstract	xvi
I - Introdução	01
II – Geologia Regional	07
III – Geologia Local	26
IV - Petrografia	41
V – Geologia Estrutural da Área	67
VI - Litoquímica	73
VII – Química Mineral	87
VIII– Dados Isotópicos	98
IX- Geotermobarometria	106
X - Metamorfismo	113
XI – Considerações Finais	120
XII – Referências Bibliográficas	123
XIII - Anexos	

ÍNDICE

1 - Introdução 01

1.1. Objetivo 01

1.2. Justificativas 01

1.3. Localização e Acesso à Área de Pesquisa 02

1.4. Método de Trabalho 04

2 – Contexto Regional 07

2.1. Principais unidades litoestratigráficas que compõem os limites do Complexo Guaxupé. 12

2.1.1. Grupo Araxá 13

2.1.2. Complexo Barbacena 14

2.1.3. Complexo (Grupo Amparo) 16

2.1.4. Grupo (Complexo Itapira) 18

2.1.5. Grupo Canastra 20

2.1.6. Grupo Bambuí 22

2.2. Contexto Geológico Estrutural Regional 23

2.3. Dados Geocronológicos 24

2.4. Metamorfismo: Valores Termobarométricos 24

3 – Geologia Local 26

3.1. Distribuição das unidades litológicas 28

3.1.1. Rochas Metassedimentares 29

3.1.1.1. Quartzitos 29

3.1.1.2. Biotita Gnaisse com Granada 30

3.1.1.3. Biotita Muscovita Gnaisse 31

3.1.2. Granulitos (ortoderivadas) 32

3.1.2.1. Charnockitos 32

3.1.2.2. Charnockitos e Alaskitos 33

3.1.2.3. Álcali Feldspato Charnockito 35

3.1.2.4. Granada Gnaisse Charnockito 36

3.1.2.5. Enderbitos 37

3.1.2.6. Granulitos Tonalitos (Máficos) 38

4 - Petrografia 41

4.1. Rochas Metassedimentares 41

4.1.1. Quartzitos 41

4.1.2. Biotita Gnaisse com Granada 41

4.1.3. Biotita Muscovita Gnaisse 43

4.2. Granulitos (Ortoderivadas) 45

4.2.1 Charnockitos 45

4.2.2. Charnockitos e Alaskitos 50

4.2.3. Álcali Feldspato Charnockito 52

4.2.4. Granada Gnaisse Charnockito 54

4.2.5. Enderbitos 57

4.2.6. Granulito Tonalito (Máfico) 61

5 – Geologia Estrutural da Área 67

5.1. Feições Dúcteis 67

5.2. Feições Rúpteis 71

5.3. Zona de Cisalhamento Varginha 71

6 - Litoquímica 73

6.1. Elementos terras raras (ETR)/ e Elementos incompatíveis 73

6.2. Elementos maiores e traços 79

6.3. Diagramas de Classificação e Discriminatório de ambiente 82

7 – Química Mineral 87

7.1. Anfibólios Cálcicos 87

7.2. Piroxênios 89

7.3. Granada 91

7.4. Feldspato Potássico 92

7.5. Plagioclásios 93

7.6. Biotita 94

8 – Dados Isotópicos 97

8.1. Introdução 97

8.2. Idade Isocrônica 97

8.3. Idades Modelo (T_{DM}) Sm/Nd 98

8.4.Dados Isotópicos das rochas da área de pesquisa 98

8.4.1. Samário e Neodímio (Sm/Nd) 98

8.4.2. Idade U/Pb em Zircão 101

9 - Geotermobarometria 106

9.1. Charnockitos 106

9.2. Álcali Feldspato Charnockito 107

9.3. Enderbitos 108

9.4. Granulito Tonalito (Máfico) 109

9.5. Quadro Resumo dos Resultados 111

10 - Metamorfismo 113

11 – Considerações Finais 120

12 – Referências Bibliográficas 123

13 – Anexos

Í N D I C E DE TABELAS

Tabela 01 – Valores obtidos com as análise de $^{147}Sm/^{144}Nd$ e $^{87}Sr/^{86}Sr$. 99

Tabela 02 – Dados de ε Nd(T) calculados pelo Isoplot/Ex (versão 2.47). 100

Tabela 03 – Tabela com valores isotópicos obtidos (dados para a geração dos diagramas concórdia). 103

Tabela 04 – Valores calculados no Geotermômetro Al-Hornblenda nos Charnockitos. 104

Tabela 05 – Resultados encontrados com o Geobarômetro Al-Hornblenda nos charnockitos. 107

Tabela 06 – Resultados obtidos com o Geotermômetro Al-Hornblenda nos Álcali Feldspato Charnockito. 107

Tabela 07 – Resultados encontrados com o Geobarômetro Al-Hornblenda nos Álcali Feldspato Charnockito. 107

Tabela 08 – Resultados obtidos com os cálculos através do Geotermômetro Al-Hornblenda nos Enderbitos. 108

Tabela 09 – Valores encontrados com o Geobarômetro Al-Hornblenda nos Enderbitos. 109

Tabela 10 – Valores encontrados com o Geotermômetro Al-Hornblenda nos Granulitos Tonalitos (Máficos). 109

Tabela 11 – Resultados encontrados para o Geobarômetro Al-Hornblenda nos Granulitos Tonalitos (Máficos). 109

Tabela 12 – Resultados encontrados com o Geotermômetro Al-Hornblenda nos Granulitos Tonalitos (Máficos). 110

Tabela 13 – Valores obtidos com o Geobarômetro Al-Hornblenda nos Granulitos Tonalitos (Máficos). 110

Í N D I C E DE FIGURAS

Figura 01 – Imagem Landsat 5 – TM (RGB-543). 02

Figura 02 - Mapa de localização da área de pesquisa. 03

Figura 03 – Faixa Brasília (compilado de Dardenne, 2000; Pimentel et al., 2000; Valeriano et al., 2000; Seer, 1999; Silva, 2003). 07

Figura 04 – Mapa geológico da região nordeste do Estado de São Paulo e sul/sudeste do Estado de Minas Gerais mostrando a divisão da Nappe Socorro-Guaxupé em dois Domínios o de Socorro a sul e Guaxupé a norte (Fonseca et al., 1979, adaptado por Zanardo, 2003). 10

Figura 05 - Mapa Geológico da Nappe Socorro-Guaxupé e do Domínio São Roque. 12

Figura 06 - Mapa geológico esquemático parcial com a localização da área de pesquisa. 26

Figura 07 – Diagrama Q-A-P (Streckeisen 1976) das amostras charnockíticas. 45

Figura 08 – Classificação no diagrama Q-A-P (Streckeisen 1976) das amostras charnockitos e alaskitos. 50

Figura 09 – Classificação normativa no diagrama Q-A-P (Streckeisen 1976) das amostras de álcali feldspato charnockito. 52

Figura 10 – Diagrama Q-A-P (Streckeisen 1976) para o granada gnaisse charnockito. 55

Figura 11 – diagrama Q-A-P (Streckeisen 1976) para as amostras de enderbito. 57

Figura 12 – Diagrama Q-A-P (Streckeisen 1976) das amostras com composição enderbítica e charno-enderbítica classificadas como granulitos tonalitos (máficos). 61

Figura 13 – Diagrama Q-A-P (Streckeisen 1976) para o granulito tonalito (máfico) com granada na composição. 64

Figura 14 – Estereograma mostrando o comportamento da foliação presente na área. 70

Figura 15 – Diagramas ETR com todas as amostras e as crostas inferior e superior plotadas (Normalizadas pelo condrito de Sun 1979). A – Todas as amostras; B – Amostras alinhadas a crosta superior; C – Amostras alinhadas a crosta inferior. 77

Figura 16 – Diagramas Multielementos com todas as amostras e as crostas inferior e superior plotadas (Normalizadas pelo condrito de Sun 1979). A – Todas as amostras; B – Amostras alinhadas a crosta superior; C – Amostras alinhadas a crosta inferior. 78

Figura 17 – Diagramas binários de SiO2 versus TiO_2, Fe_2O_3, CaO, Na_2O_3, MgO e K_2O para as amostras da área de estudo. 80

Figura 18 – Diagramas binários de SiO2 versus Al_2O_3, MnO, P_2O_5, Ba, Rb e Y para as amostras da área de estudo. 81

Figura 19 – Diagramas de classificação geoquímica. 83

Figura 20 – Diagramas de classificação de ambientes geotectônicos. 84

Figura 21 – Diagrama de alcalinidade (Baker & Arth 1976). 84

Figura 22 – Diagrama de variação Th/Yb versus Ta/Yb que mostra a diferença entre basaltos relacionados a subducção e basaltos oceânicos derivados de 85

fontes esgotadas (MORB) e enriquecidas (OIB). Pearce, 1983.
Figura 23 – Diagrama de classificação dos anfibólio cálcicos (Mg/(Mg+F^{e+2}) X TSi (ANa + AK) > 0.5) e (Mg/(Mg+Fe^{+2}) X TSi (ANa + AK) < 0.5) (Leake & Winchel, 1978). (A – Al^{IV}<Fe^{3+}) (B – Al^{VI} >Fe^{3+}). 88
Figura 24 - Diagrama de classificação de ortopiroxênios e de clinopiroxênios das amostras analisadas. 90
Figura 25 - Proporções dos membros finais de almandina-grossulária-piropo e espessartita-grossulária-piropo. 91
Figura 26 – Classificação do feldspato potássico de acordo com o diagrama Ab-An-Or das amostras analisadas por microssonda eletrônica. 92
Figura 27 – Diagrama Ab-An-Or mostrando a classificação do plagioclásio das amostras analisadas. 94
Figura 28 – Diagrama mostrando a composição das biotitas analisadas. 95
Figura 29 – Classificação da biotita de acordo com o diagrama FeO-MgO-Al2O3 (Nockolds, 1974). Símbolos: M – moscovita; B – biotita; B+P±O – biotita, piroxênio e olivina e H+B – hornblenda e biotita. 96
Figura 30 – Diagrama de De Paolo com os valores de εNd para as rochas da área. Isoplot/Ex (versão 2.47). 99
Figura 31 – Diagrama de 87Sr/86Sr versus εNd(0) mostrando as idades relativas das rochas crustais e a confirmação da assinatura geoquímica com a crosta inferior e superior pelas amostras da área (DePaolo & Wasserburg, 1979). 101
Figura 32 – Diagrama concórdia U/Pb da amostra MAG 03 – Álcali Feldspato Charnockito, mostrando a idade do metamorfismo obtida com datação em U/Pb em zircão. 105
Figura 33 – Diagrama concórdia U/Pb da amostra MAG 06 – Granulito Tonalito (Máfico), mostrando a idade do metamorfismo obtida com datação em U/Pb em zircão. 105
Figura 34 – Diagrama concórdia U/Pb da amostra MAG 06 – Granulito Tonalito (Máfico), mostrando heranças de eventos anteriores. 105
Figura 35 – Diagrama P-T mostrando a distribuição geral dos principais fácies metamórfico com valores termobarométricos para as amostras da área.. Fontes: Eskola (1915, 1921) e Turner (1981). 118

Í N D I C E DE FOTOS

Foto 01 – Amostra macroscópica de quartzito foliado disposto em blocos a nordeste da área (AFL 13 – 314879/7655749). 29

Foto 02 – Blocos compostos por quartzo dispostos de maneira orientada (AFL 87 – 310110/7653686). 29

Foto 03 – Blocos dispersos de quartzo (AFL 87 – 310110/7653686). 30

Foto 04 – Quartzito feldspático exibindo estrutura bandada e intercalações de níveis com concentração de quartzo (AFL 44 - 297300/7638047). 30

Foto 05 – Amostra do afloramento 59 mostrando bandamento marcado na rocha (MAG 59 – 312316/7658652). 30

Foto 06 – Afloramento de biotita gnaisse com granada milontizado encontrado na área próximo a ZCV (MAG 62 – 308203/7659046). 30

Foto 07 – Amostra macroscópica do ponto MAG 62 mostrando forte orientação e deformação na rocha. 31

Foto 08 – Afloramento de biotita muscovita gnaisse encontrado na área próximo a ZCV (MAG 56 – 313970/7656937). 31

Foto 09 – Biotita muscovita gnaisse exibindo intensa alteração (MAG 56 – 313970/7656937). 31

Foto 10 – Amostra de mão do ponto MAG 56 mostrando a grande quantidade de muscovita presente na amostra bem como elevado grau de alteração. 32

Foto 11 – Blocos individualizados de charnockitos (MAG 20 - 297435/7656675). 33

Foto 12 – Amostra macroscópica exibindo bandamento difuso encontrado na área referente ao ponto MAG 20. 33

Foto 13 – Blocos dispersos de material charnockítico encontrado na área (MAG 22 - 299534/7652881). 33

Foto 14 – Amostra de mão de charnockito referente ao ponto MAG 22. 33

Foto 15 – Migmatito mostrando níveis charnockíticos e níveis alaskíticos (MAG 03 - 299488/7642481). 34

Foto 16 – Amostra macroscópica referente ao ponto MAG 03, apresentando aspecto granitóide. 34

Foto 17 – Bloco de charnockito e alaskito predominando a composição charnockítica (MAG 39 - 306014/7640875). 34

Foto 18 – Amostra de mão do ponto MAG 39, exibindo bandamento marcado por minerais máficos. 34

Foto 19 – Blocos e matacões dispersos de charnockito alaskítico (MAG 46 - 29594/7640162). 34

Foto 20 – Amostra de mão do ponto MAG 46, a rocha exibe coloração cinza rosada. 34

Foto 21 – Álcali feldspato Charnockito exposto em lajedo na área (MAG 24 - 301343/7650031). 35

Foto 22 – Amostra de mão referente ao ponto MAG 24, exibindo leve bandamento. 35

Foto 23 – Matacão de Álcali feldspato Charnockito presente na área (MAG 25 - 301683/7649632). 35

Foto 24 – Amostra macroscópica do ponto MAG 25 mostrando leve orientação. 35
Foto 25 – Amostra macroscópica referente ao ponto MAG 57 (312540/7657273). 36
Foto 26 – Bloco de granada gnaisse charnockito encontrado nas proximidades da ZCV (MAG 58 – 311958/7657995). 36
Foto 27 – Granada gnaisse chanockito mostrando intensa deformação com presença de sigmóides de movimentação destral (MAG 58 – 311958/7657995). 36
Foto 28 – Amostra macroscópica mostrando o leve bandamento presente na rocha (MAG 58). 36
Foto 29 – Enderbito exposto em matacão mostrando aspecto cinza esbranquiçado da rocha. (MAG 05 – 313838/7644715). 37
Foto 30 – Amostra macroscópica de enderbito exibindo bandamento bem marcado (gnaissificação) (MAG 05). 37
Foto 31 – Blocos de enderbito dispersos exibindo leve bandamento. (MAG 14 – 298888/7643176). 37
Foto 32 – Amostra de mão do ponto MAG 14 mostrando coloração mais escura (esverdeada) e leve bandamento. 37
Foto 33 – Amostra macroscópica de enderbitos exibindo leve bandamento (MAG 21 – 298449/7653049). 38
Foto 34 – Amostra de mão do ponto MAG 70 encontrado na área (MAG 70 – 304328/7645183). 38
Foto 35 – Amostra de mão pertencente ao afloramento 06 exibindo estruturação bem marcada (MAG 06 – 314710/7645874). 38
Foto 36 – Amostra macroscópica mostrando aspecto mais maciço com um leve bandamento na rocha (MAG 11 – 317877/7650984). 38
Foto 37 – Blocos dispersos encontrados na área de granulito máfico exibindo coloração acinzentada (MAG 41 – 303148/7638009). 39
Foto 38 – Amostra de mão do ponto MAG 41 mostrando bandamento bem marcado (gnaissificação). 39
Foto 39 – Lajedo de granulito máfico encontrado na área nas proximidades da ZCV (MAG 54 – 314313/7656389). 39
Foto 40 – Amostra de mão parcialmente alterada do ponto MAG 54 mostrando bandamento marcado pelos minerais quartzo-feldspáticos e granada. 39
Foto 41 – Blocos dispersos de granulito máfico presentes na área próxima a ZCV (MAG 55 – 314286/7656745). 40
Foto 42 – Amostra macroscópica do ponto MAG 55 mostrando aspecto mais maciço e grande quantidade de granada. 40
Foto 43 – Blocos dispersos de granulito máfico encontrado nas proximidades da ZCV (MAG 60 – 310885/7658237). 40
Foto 44 – Amostra macroscópica do ponto MAG 60 mostrando um leve bandamento na rocha. 40
Foto 45 – Charnockito exibindo bandamento composicional bem marcado e forte deformação (MAG 17 – 297596/7647960). 67
Foto 46 – Amostra macroscópica do ponto MAG 17. 67
Foto 47 – Dobras intrafoliares observadas em charnockitos na área (MAG 77 - 310013/7646110). 68
Foto 48 – Dobras abertas exibidas em charnockitos mapeados na porção central da área (MAG 77 - 310013/7646110). 68

Foto 49 – Restos de estruturas sigmóidais presentes na porção centro-norte da área em enderbitos com movimentação destral (norte) (MAG 82 - 310962/7648135). 68
Foto 50 – Sigmóides exibindo movimentação destral (norte) em enderbitos da área (MAG 82 - 310962/7648135). 68
Foto 51 – Granulito tonalito (máfico) com granada exibindo foliação com mergulho de baixo ângulo (Sn - 34/15 – MAG 54 - 314313/7656389). 69
Foto 52 – Charnockito mostrando foliação com mergulho de mais alto ângulo nas proximidades da ZCV (Sn – 19/50 – MAG 85 - 309653/7653983). 69
Foto 53 – Enderbitos mostrando mergulhos elevados nas proximidades da ZCV e geração de sigmóides pela intensa deformação na área (MAG 83 - 310699/7649330). 69
Fotos 54 – Sigmóides encontrados em enderbitos nas proximidades da ZCV com movimentação destral (norte) (MAG 83 - 310699/7649330). 69
Foto 55 – Enderbito encontrado mais a sul da área com intensa deformação do feldspato potássico (MAG 31 - 310815/7642884). 70
Foto 56 – Biotita gnaisse com granada exibindo intensa deformação (milonitização) nas proximidades da ZCV (MAG 62 - 308203/7659046). 70
Foto 57 – Álcali feldspato charnockito encontrado na área exibindo fraturamentos (MAG 24 - 301343/7650031). 71
Foto 58 – Fraturas encontradas em álcali feldspato charnockito da área (MAG 24 - 301343/7650031). 71
Fotos 59 e 60 – Enderbitos exibindo mergulhos mais elevados e intensa deformação (sigmóides) nas proximidades da ZCV (MAG 83 - 310699/7649330). 72
Fotos 61 e 62 – Foto de campo e amostra de mão de biotita gnaisse com granada milonitizado encontrado nas proximidades da ZCV (MAG 62 – 308203/7659046). 72

Í N D I C E DE FOTOMICROGRAFIAS

Fotomicrografia 01 – Aspecto da textura exibindo porfiroclasto de microclínio e matriz quartzo feldspática com granada (Nicol cruzado - MAG 59). 42

Fotomicrografia 02 – Textura exibindo deformação de granada, quartzo (ribbon) e feldspato potássico (Nicol cruzado - MAG 62). 42

Fotomicrografia 03 – Reações envolvendo granada, biotita, opacos e anfibólio circundados por quartzo, plagioclásio, microclínio e mirmequitas (Nicol cruzado - MAG 59). 43

Fotomicrografia 04 – Associação de granada, biotita e hornblenda (Luz natural - MAG 59). 43

Fotomicrografia 05 – Cristais de granada preenchidas por óxido de ferro (goethita) com biotita associada (Nicol cruzado - MAG 62). 43

Fotomicrografia 06 – Granada exibindo fraturas preenchidas por óxido de ferro em associação com biotita (Nicol cruzado - MAG 62). 43

Fotomicrografia 07 – Textura granolepdoblástica marcada por biotita, muscovita e feldspato potássico (Nicol cruzado - MAG 56). 44

Fotomicrografia 08 – Cristais de biotita associados à muscovita, plagioclásio e quartzo (Nicol cruzado - MAG 56). 44

Fotomicrografia 09 – Matriz quartzo feldspática com muscovita em associação com biotita (Nicol cruzado - MAG 56). 45

Fotomicrografia 10 – Cristal de muscovita circundado por microclínio e quartzo (Nicol cruzado - MAG 56). 45

Fotomicrografia 11 – Textura granoblástica inequigranular exibindo deformação do quartzo e feldspato (Nicol cruzado - MAG 17). 47

Fotomicrografia 12 – Porfiroblastos de pertitas com ortopiroxênio e antipertitas (plagioclásio) associados (Nicol cruzado - MAG 17). 47

Fotomicrografia 13 – Associação de plagioclásio (antipertita), feldspato potássico (pertita), quartzo, ortopiroxênio e biotita (Nicol cruzado - MAG 17). 47

Fotomicrografia 14 – Cristais de ortopiroxênio em associação com opacos, plagioclásio e quartzo (Nicol cruzado - MAG 81). 47

Fotomicrografia 15 – Cristais de plagioclásio, pertita, hornblenda, ortopiroxênio e biotita em associação (Nicol cruzado - MAG 81). 47

Fotomicrografia 16 – Ortopiroxênio em associação com hornblenda marrom, opaco, plagioclásio e biotita (Nicol cruzado - MAG 17). 47

Fotomicrografia 17 – Textura granoblástica inequigranular mostrando a intensa deformação dos minerais (Nicol cruzado - MAG 50). 49

Fotomicrografia 18 – Cristal de ortopiroxênio associado à hornblenda e clinopiroxênio (Nicol cruzado - MAG 50). 49

Fotomicrografia 19 – Cristal de ortopiroxênio associado com clinopiroxênio e feldspato potássico (Nicol cruzado - MAG 50). 49

Fotomicrografia 20 – Pertitas e mirmequitas observadas em lâmina (Nicol cruzado - MAG 50). 49

Fotomicrografia 21 – Associação envolvendo hornblenda, ortopiroxênio, feldspato potássico (pertita), plagioclásio e clinopiroxênio (Nicol cruzado - MAG 50). 49

Fotomicrografia 22 – Megacristal de ortopiroxênio em associação com hornblenda, feldspato potássico (pertita) e clinopiroxênio (Nicol cruzado – MAG 50). 49

Fotomicrografia 23 – Textura granoblástica inequigranular com (ribbons) de quartzo e pertitas (Nicol cruzado - MAG 39). 51
Fotomicrografia 24 – Biotita e hornblenda em associação com pertitas, mirmequitas e opacos (Nicol cruzado - MAG 39). 51
Fotomicrografia 25 – Biotita, hornblenda e ortopiroxênio associados com pertitas quartzo e zircão (Nicol cruzado - MAG 39). 52
Fotomicrografia 26 – Quartzo (ribbons), pertitas, plagioclásio e ortopiroxênio e hornblenda (Nicol cruzado - MAG 39). 52
Fotomicrografia 27 – Textura granoblástica inequigranular com quartzo e pertitas deformadas (Nicol cruzado - MAG 24). 53
Fotomicrografia 28 – Associação hornblenda, ortopiroxênio, opacos com pertitas e mirmequitas (Nicol cruzado - MAG 24). 53
Fotomicrografia 29 – Ortopiroxênio em associação com clinopiroxênio, anfibólio e feldspato potássico (Nicol cruzado - MAG 24). 54
Fotomicrografia 30 – Pertitas e antipertitas evidenciando texturas de exsolução com mirmequitas associadas (Nicol cruzado - MAG 24). 54
Fotomicrografia 31 – associação de clinopiroxênio, pertitas e opacos (Nicol cruzado - MAG 24). 54
Fotomicrografia 32 – Ortopiroxênio circundado por pertitas e mirmequitas (Nicol cruzado - MAG 24). 54
Fotomicrografia 33 – Textura granoblástica (poiquiloblástica) composta por pequenos cristais de granada arredondada e matriz quartzo-feldspática (Nicol cruzado - MAG 58). 56
Fotomicrografia 34 – Cristais de granada com preenchimento de suas fraturas por óxido de ferro associados à hornblenda, plagioclásio e quartzo (Nicol cruzado - MAG 58). 56
Fotomicrografia 35 – Associação de biotita, hornblenda com inclusão de granada, feldspato potássico e quartzo (Nicol cruzado - MAG 58). 56
Fotomicrografia 36 – Hornblenda associada com biotita, granada, feldspato potássico e quartzo (Nicol cruzado - MAG 58). 56
Fotomicrografia 37 – Porfiroblasto de hornblenda com granada fraturada e preenchida por óxido de ferro (Nicol cruzado - MAG 58). 57
Fotomicrografia 38 – Poiquiloblasto de granada com fraturas preenchidas por óxido de ferro e pequenos cristais de quartzo incluso (Nicol cruzado - MAG 58). 57
Fotomicrografia 39 – Textura granoblástica inequigranular dos gnaisses enderbíticos (Nicol cruzado - MAG 05). 57
Fotomicrografia 40 – Cristais de hornblenda em associação com ortopiroxênio e plagioclásio (Nicol cruzado - MAG 05). 57
Fotomicrografia 41 – Cristais de hiperstênio em associação com plagioclásio, hornblenda e quartzo (Nicol cruzado - MAG 05). 59
Fotomicrografia 42 – Associação de hornblenda, hiperstênio, plagioclásio e quartzo (Nicol cruzado - MAG 74). 59
Fotomicrografia 43 – Plagioclásio, hornblenda e ortopiroxênio associados exibindo textura granoblástica equilibrada (Nicol cruzado - MAG 74). 59
Fotomicrografia 44 – Hiperstênio em conjunto com clinopiroxênio, hornblenda, quartzo e plagioclásio (Nicol cruzado - MAG 74). 59
Fotomicrografia 45 – Aspectos gerais da textura dos enderbitos mostrando estiramento dos cristais (Nicol cruzado - MAG 21). 60
Fotomicrografia 46 – Cristais de ortopiroxênio em associação com hornblenda, 60

plagioclásio e quartzo (Luz natural - MAG 14).
Fotomicrografia 47 – Cristais de hornblenda e ortopiroxênio em conjunto com plagioclásio e quartzo (Nicol cruzado - MAG 14). 60
Fotomicrografia 48 – Hornblenda e ortopiroxênio associados a opacos, plagioclásio e quartzo (Nicol cruzado - MAG 14). 60
Fotomicrografia 49 – Textura granoblástica observada no granulito tonalito (máfico) exibindo forte deformação (Nicol cruzado - MAG 06). 62
Fotomicrografia 50 – Textura granonematoblástica com cristais de hornblenda e ortopiroxênio orientados (Nicol cruzado - MAG 11). 62
Fotomicrografia 51 – Associação envolvendo hornblenda, ortopiroxênio, opacos, quartzo e plagioclásio (Nicol cruzado - MAG 06). 63
Fotomicrografia 52 – Porfiroblasto de hiperstênio em associação com hornblenda, plagioclásio e quartzo (Nicol cruzado - MAG 06). 63
Fotomicrografia 53 – Porfiroblasto de clinopiroxênio com intercrescimento de ortopiroxênio em associação com hornblenda (Nicol cruzado - MAG 11). 63
Fotomicrografia 54 – Cristais de hornblenda de cor amarronzada e verde em associação com ortopiroxênio, opaco e plagioclásio (Nicol cruzado - MAG 11). 63
Fotomicrografia 55 – Cristal de granada (textura poiquiloblástica), matriz composta por quartzo, plagioclásio, ortopiroxênio e hornblenda (Nicol cruzado - MAG 55). 65
Fotomicrografia 56 – Associação de ortopiroxênio, anfibólio, quartzo, plagioclásio, granada e opacos (Nicol cruzado - MAG 55). 65
Fotomicrografia 57 – Hornblenda em associação com granada e plagioclásio (Nicol cruzado - MAG 55). 65
Fotomicrografia 58 – Poiquiloblasto de granada fraturado com preenchimento de óxido de ferro associado com hornblenda (Nicol cruzado - MAG 54). 65
Fotomicrografia 59 – coroa de reação em granada com plagioclásio, hornblenda e ortopiroxênio (Nicol cruzado - MAG 55). 66
Fotomicrografia 60 – Cristais de granada associados com ortopiroxênio, quartzo e plagioclásio (Nicol cruzado - MAG 60). 66

RESUMO

O presente trabalho apresenta os resultados de estudos petrográficos, geoquímicos, isotópicos e geotermobarométricos em rochas granulíticas, obtidos na região de Arceburgo – Santa Cruz da Prata (MG), dentro da Faixa Brasília e mais especificamente do Complexo Guaxupé.

A geologia da área inclui metassedimentos representados por quartzitos foliados e rochas com intercalações de quartzo detrítico, associados a tipos da suíte charnockítica (charnockitos e alaskitos, charnockitos, álcali feldspato charnockito, granada gnaisse charnockito, enderbitos) além de granulitos tonalitos (máficos), biotita gnaisse com granada e biotita muscovita gnaisse. Essas rochas constituem faixas alongadas segundo a direção $N60^0W$, com ângulo de mergulho pequeno que varia entre 25 e 40^0, em média, para SW. As texturas predominantes são do tipo granoblástica ou mais freqüentemente blastomiloníticas, com quartzo e feldspato muito deformados e porfiroclastos de feldspato pertítico muito comuns, formando sigmóides. Os minerais essenciais são: feldspato potássico pertítico (mesopertita), plagioclásio (oligoclásio-andesina), hiperstênio, diopsídio, hornblenda marrom e biotita vermelha. A granada é observada apenas em litotipos como granada gnaisse charnockito, granulito tonalito (máfico) e biotita gnaisse com granada, localizados próximo a Zona de Cisalhamento Varginha.

Diagramas ETRs e multielementos possibilitou a divisão das amostras em dois grupos geoquímicos que correspondem a duas assinaturas geoquímicas (crosta superior e crosta inferior) que podem ser interpretadas como conseqüência da geração e evolução dessas rochas em períodos e ambientes crustais de características distintas. Diagramas de classificação sugerem que a evolução do conjunto granulítico se deu partindo de composições mais básicas chegando a composições ácidas, provavelmente por processos de anatexia onde o protólito aponta para rochas de composição básica (granulitos básicos e enderbitos). Elementos maiores, traços e ETRs, sugerem uma fonte única para a seqüência de granulitos estudada, com pulsos magmáticos diferentes e modificações posteriores acarretadas por processos de anatexia, ocorridos durante o metamorfismo principal de fácies granulito.

Análise isotópica de U/Pb em amostra de composição mais básica (granulito tonalito - máfico – MAG06) mostra evento ocorrido no Neoproterozóico relacionando a essa época o pico metamórfico da área a aproximadamente 629.2 ±6.1Ma. Dados de geotermobarometria mostraram que o pico metamórfico pode ter ocorrido em condições de aproximadamente 900^0C de temperatura e 10 Kbar. As temperaturas mais elevadas (pico) ficaram marcadas principalmente nas amostras de granulitos (enderbitos e granulitos tonalitos - máficos).

O metamorfismo ocorrido na área é da fácies granulito com presença de altas temperaturas e pressão à medida que as rochas se aproximam da ZCV a norte da área, indo em direção ao sul da área observa-se que a pressão torna-se um pouco mais baixa com valores de temperatura com uma certa constância. Retrometamorfismo pode ser observado pelo aparecimento de reações minerais envolvendo clinopiroxênio (diopsídio) e anfibólio (esverdeado) nas suas bordas e fraturas, que podem ser decorrentes de hidratação do clinopiroxênio ocorrida em temperaturas mais baixas.

ABSTRACT

This paper shows the results of petrographic studies, geochemical, and isotopic Geothermobarometry rocks in granulites, conducted in the region of Arceburgo - Santa Cruz de la Plata (MG), in the Brasilia Belt and more specifically the complex Guaxupé.

The geology includes metasediments represented by quartzite and foliated rocks with intercalations of detrital quartz associated with types of the suite charnockites (charnockites e alaskites, charnockites, alkali feldspar charnockites, garnet gneiss, charnockites, enderbitos) as well as mafic tonalities granulites, biotite gneiss with garnet and biotite muscovite gneiss. These rocks are tracks elongated along the direction $N60^0W$, with small dip angle of between 25 and 40, on average, to SW. The textures are the predominant type granoblastic blastomiloníticas or more frequently, with quartz and feldspar and very deformed porfiroclastos feldspar perthite very common, forming sigmoid. The essential minerals are:feldspar perthite (mesopertita), plagioclase (oligoclase-andesite), hypersthene, diopside, hornblende and biotite red brown. The garnet is observed only in lithotypes charnockites and garnet gneiss, garnet enderbito gneiss and biotite gneiss with garnet, located near Varginha Shear Zone.

ETRs and multi-element diagrams enabled the division of samples into two geochemical groups that correspond to two geochemical signatures (the upper crust and lower crust) can be interpreted as a consequence of the generation and evolution of rocks in crustal environments and periods with different characteristics. Classification diagrams suggest that the evolution of all Granulitic occurred starting with more basic compositions reaching acid compositions, probably due to processes Anatexia which points to the protolith rocks of basic composition (basic granulites and enderbitos). Major elements, trace and ETRs, suggest a single source for the sequence of granulites studied with different magmatic pulses and subsequent changes brought about by Anatexia processes occurring during the main metamorphism of granulite facies.

Isotopic analysis of U / Pb in sample composition more basic (mafic tonalite granulite - MAG06) shows Neoproterozoic event at this time relating the peak metamorphic area of approximately 629.2 ± 6.1mA.Geothermobarometry data showed that the peak metamorphism may have occurred in conditions of temperature of about 900^0C and 10 kbar. Higher temperatures (peak) were marked mainly in samples of granulites (mafic granulites and enderbitos).

Metamorphism occurred in the area of granulite facies is the presence of high temperatures and pressure as the rocks approach the ZCV north of the area, heading toward the southern area is observed that the pressure becomes slightly lower and temperature values with a certain consistency. Retrometamorfismo can be observed by the appearance of mineral reactions involving clinopyroxene (diopside) for amphibole (green) at the edges and fractures, which may be due to hydration of clinopyroxene occurred at lower temperatures.

1. INTRODUÇÃO

O trabalho aqui apresentado mostra os resultados de estudos petrográficos, geoquímicos, isotópicos e geotermobarométricos em rochas granulíticas feitos na região que compreende as cidade de Arceburgo e Santa Cruz da Prata em Minas Gerais. A referida região está localizada geologicamente no Complexo Guaxupé, extremidade sul da Faixa Brasília (Almeida, 1967; 1968; Fuck *et al.*, 1994).

Trabalhos anteriores realizados no Complexo Guaxupé que constam na revisão bibliográfica (capítulo 2 – Contexto Regional) foram voltados para mapeamentos geológicos regionais e de detalhe que incluíram ainda estudos estruturais, geoquímicos e isotópicos em áreas específicas, mostrando que em uma área tão complexa em termos de unidades geotectônicas as indagações surgidas são variadas com relação à evolução desses terrenos, desde sua localização em níveis inferiores da crosta, levando em conta que a maior parte deles apresenta-se de médio a alto grau metamórfico, até a sua ascensão, por exumação, aos níveis atuais, que se mostra bastante complexa.

Nos últimos anos, foram feitos estudos nos granulitos do Complexo Guaxupé, mas, a evolução destes terrenos de alto grau ainda não se tornou clara. A área de estudo é importante para ajudar a entender a evolução geológica do Complexo Guaxupé e os dados coletados foram comparados com os publicados na literatura para outros terrenos de alto grau e com os de composição da crosta inferior a fim de estabelecer para a área padrões de percursos metamórficos de P-T-t durante a evolução geotectônica desses terrenos granulíticos.

1.1. Objetivo

O objetivo principal é o de contribuir para um melhor entendimento da dinâmica de evolução tectôno-metamórfica na região estabelecendo, para a área, padrões de trajetórias metamórficas (P-T- t) durante a evolução das rochas granulíticas presentes, utilizando as paragêneses metamórficas, geoquímica e as relações isotópicas entre esses litótipos.

1.2. Justificativas

O referido trabalho justifica-se pela necessidade de se estabelecer padrões de percursos metamórficos de P e T durante a evolução dos granulitos da área, para o reconhecimento de sua evolução geotectônica e parâmetros de exumação das unidades a fim de contribuir com um melhor entendimento geológico da região.

1.3. Localização e Acesso à Área de Pesquisa

A área de pesquisa localiza-se na região sul do estado de Minas Gerais sendo delimitada pelos municípios de Guaxupé, Arceburgo, Santa Cruz da Prata e Monte Santo de Minas, totalizando uma área de aproximadamente 754 Km^2. O acesso partindo-se da cidade de São Paulo é feito passando pelas cidades de Campinas e Limeira até Rio Claro totalizando 201 km. A partir da cidade de Rio Claro percorrendo as cidades de Pirassununga, Santa Cruz das Palmeiras, Casa Branca e Mococa, totalizando aproximadamente 225 km é feito o acesso a área de pesquisa (Figuras 01 e 02).

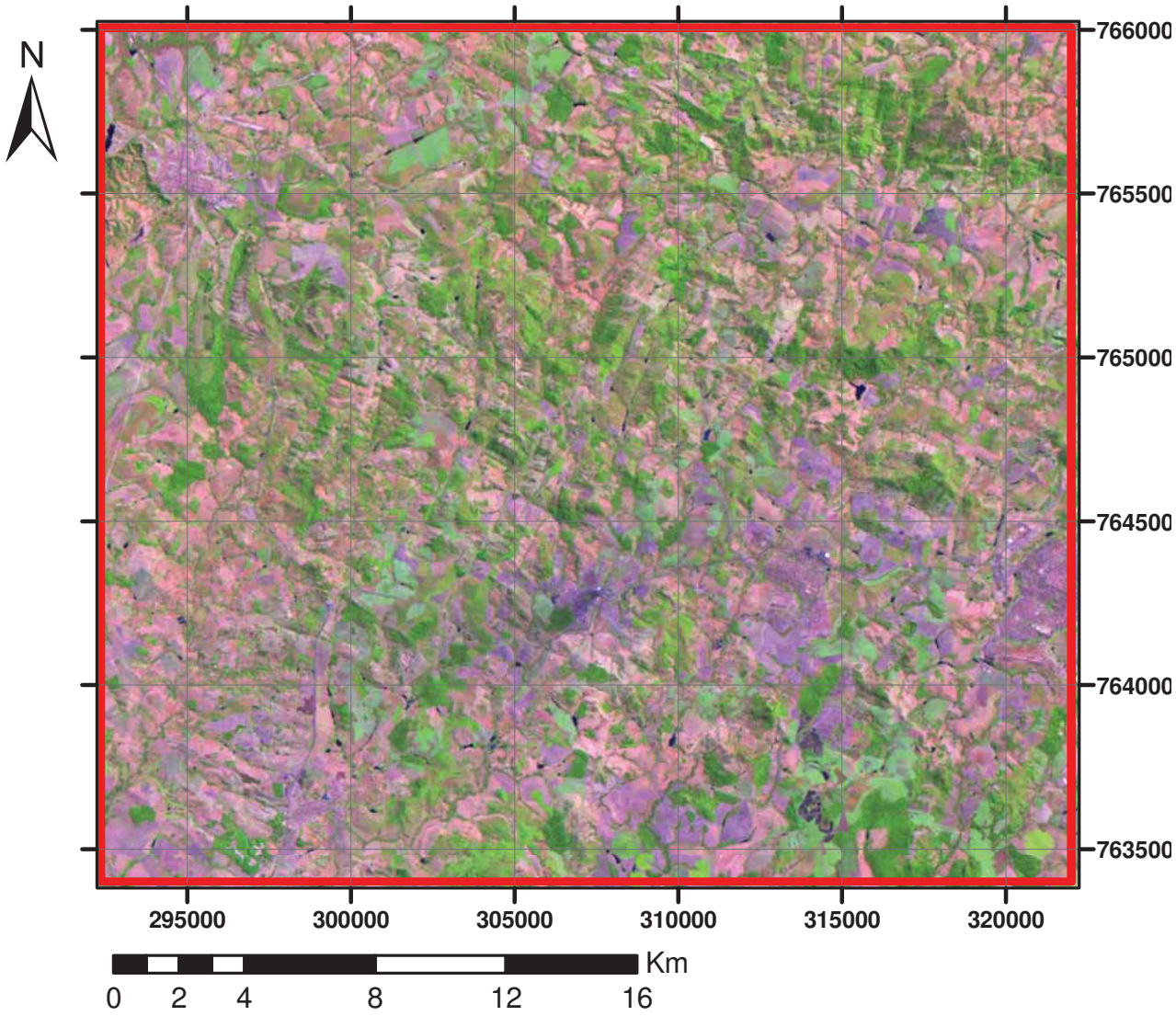


Figura 01 – Imagem Landsat 5 – TM (RGB – 543.

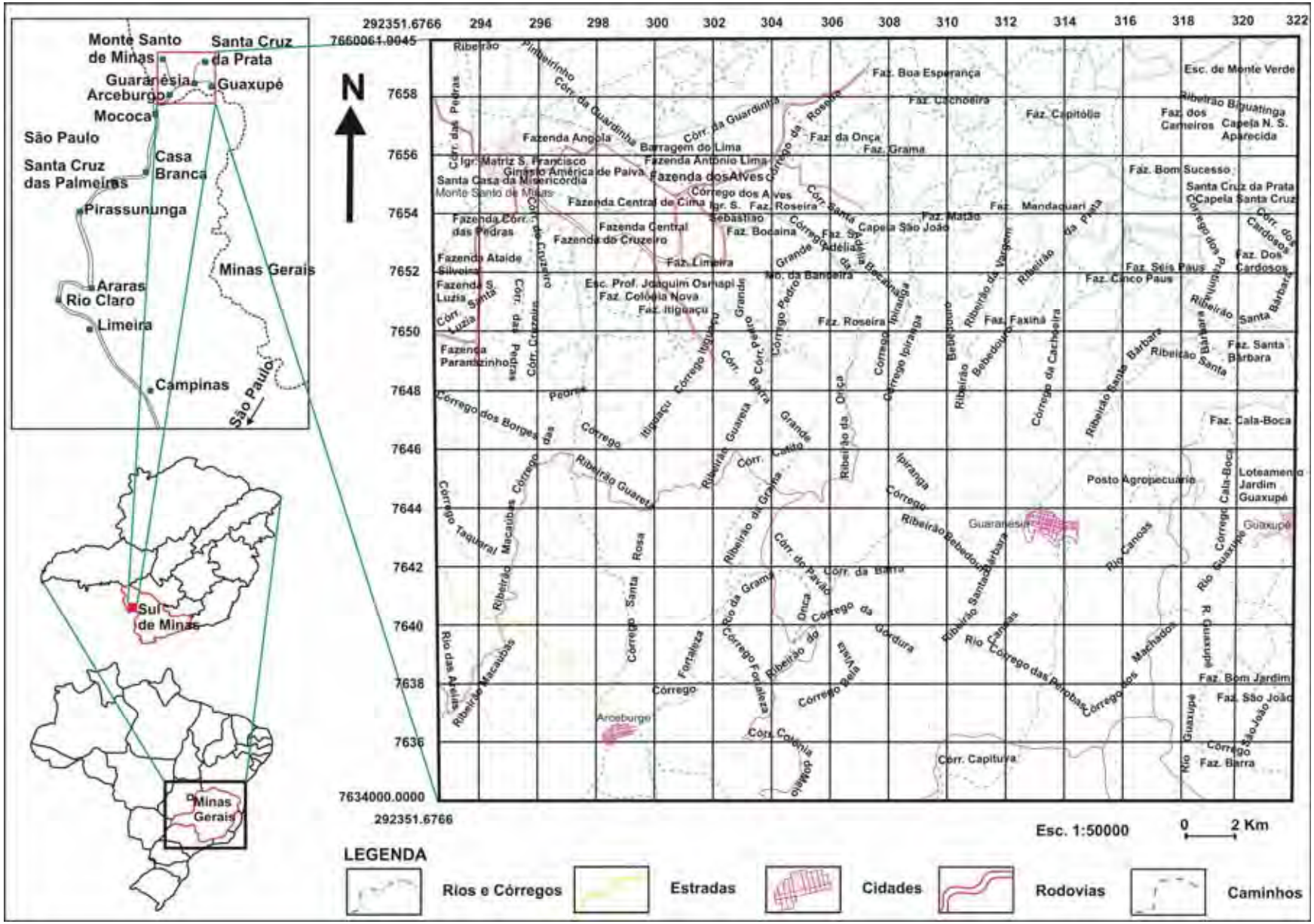


Figura 02 – Mapa de localização da área de pesquisa.

1.4. Método de Trabalho

O método de trabalho empregado na execução do trabalho foi o seguinte:

a- Levantamento bibliográfico – pesquisa sobre a geologia da região, incorporando os dados existentes da literatura geológica, referentes à geocronologia e valores termobarométricos além de uma triagem de mapas da região e imagem *Landsat* para confecção de uma base topográfica e geológica da área que permitiu localizar geograficamente os pontos e as unidades litoestratigráficas.

b- Trabalhos de campo – Foram realizadas 3 (três) etapas de campo totalizando aproximadamente 20 dias. Na primeira e mais longa foram feitos perfis cortando as estruturas e a área foi percorrida em sua totalidade com a coleta da maior parte das amostras para análises petrográficas, químicas e de geocronologia além das informações de campo sobre as litologias presentes nos afloramentos bem como sua disposição e estruturas geológicas. A segunda e a terceira etapa de mapeamento geológico da área foram feitas com a intenção de completar a coleta de amostras e um maior detalhamento geológico da área. Após cada viagem ao campo foi feita uma seleção das amostras coletadas, separando-as para as análises petrográficas, litoquímicas e geocronologicas. A partir dos dados de campo foi confeccionado o mapa de pontos e geológico na escala de 1:50000.

c- Petrografia – A partir das amostras coletadas durante as etapas de campo foram confeccionadas lâminas petrográficas no total de 31 (trinta e um) descritas nos laboratórios de microscopia da UNESP - Rio Claro – SP; UFC – Fortaleza - Ceará e IFES – Cachoeiro do Itapemirim – ES, levando em consideração principalmente a textura, estrutura, constituição mineralógica, além de fotografá-las mostrando suas características texturais procurando entender os caminhos das reações e a evolução petrogenética da área de pesquisa.

d - Litoquímica – As amostras enviadas para as análises químicas no total de 14 (quatorze) foram serradas, separadas (após análise petrográfica) e preparadas levando em consideração à heterogeneidade exibida no bandamento composicional tomando assim todos os cuidados necessários. A análise foi feita via Fluorescência de Raios X (FRX) no Laboratório de Geoquímica do Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista (UNESP) de Rio Claro (LABOGEO), para determinação

de elementos maiores e traços. Após os resultados das análises químicas feitas no LABOGEO – DPM – IGCE as amostras foram enviadas ao *Activation Laboratories* no Canadá para a análise dos elementos traços e ETR. Sendo utilizados posteriormente os dados de elementos maiores do LABOGEO – DPM – IGCE e os elementos traços e ETR das análises feitas no Canadá. Os dados obtidos foram tratados e geraram diagramas geoquímicos utilizando o programa MINPET, L. R. Richard (1988 - 1995).

e - Química Mineral – foram analisadas 06 (seis) amostras via Microssonda Eletrônica (ME), executadas no Laboratório de Microssonda Eletrônica (marca JEOL, modelo JXA 8600, com 5 (cinco) canais, fabricação japonesa), da Universidade de São Paulo - USP, em duas etapas. Na primeira fase foram analisadas 6 amostras de diferentes tipos litológicos, as análises foram feitas em 3 (três) dias, sendo um desses reservado a marcação das coordenadas das lãminas num total de 137 (cento e trinta e sete) pontos. Na segunda etapa foram analisadas mais 3 (três) amostras seguindo o mesmo procedimento descrito acima com o total de 118 (cento e dezoito) pontos.

Para o tratamento dos dados e elaboração dos diagramas de classificação dos minerais, foi utilizado o programa MINPET, L. R. Richard (1988 - 1995).

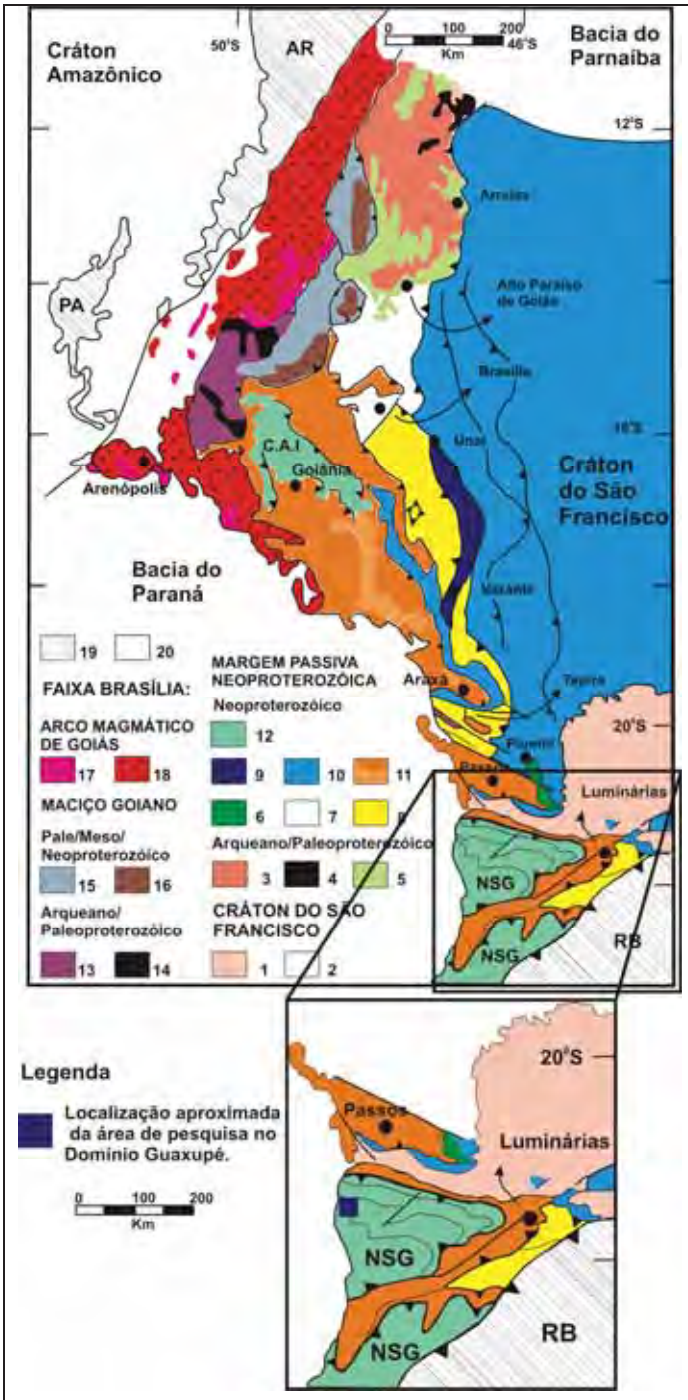
Com os dados de microssonda foram feitos cálculos geotermobarométricos, utilizando-se a termobarometria clássica, com base na calibração de diversos autores, e programas como o PT Máfic, versão 2.0 de J.I. Soto e V.M. Soto, 1995. Programas termobarométricos como o PT Máfic, são programas numéricos. Eles pedem números e devolvem números. Normalmente, é pedida a proporção catiônica calculada para determinado número de oxigênios e é necessária a verificação do número de oxigênios utilizados para o cálculo das fórmulas de seus dados é o mesmo solicitado pelo programa.

f – Dados isotópicos – foram selecionadas 7 (sete) amostras para análise isotópica. Foram avaliados os isótopos de Sm e Nd com o objetivo de obter informações sobre a evolução do protólito. Além de Sm e Nd também foram datados zircão de 2 (duas) amostras pelo método U/Pb buscando informações a cerca da idade de metamorfismo e possíveis heranças de processos anteriores. As análises foram realizadas no Laboratório de Geocronologia/Instituto de Geociências da Universidade de Brasília - UNB.

d- Confecção da tese – essa etapa vem desde o início dos estudos e avança à medida que os dados são obtidos, integrados, tratados e interpretados. Os dados foram apresentados (fato) e procurou-se na medida do possível, posteriormente, fazer a análise e considerações a respeito dos mesmos (interpretação), resultando nesse volume.

2. CONTEXTO REGIONAL

A área de pesquisa está inserida na porção sul da Faixa Brasília, a norte da unidade conhecida como Complexo Guaxupé (Figura 03). Trata-se de uma unidade composta por litotipos de alto grau metamórfico da fácies granulito (Del Lama *et al.*, 2000).



Legenda – 1-terrenos granito-greenstone e gnaisse-migmatítico arqueano/paleoproterozóicos; 2-coberturas metassedimentares autóctones/parautóctones(Grupos S. João del Rei, Carandaí, Andrelândia, Bambuí);3-terrenos granito-greenstone, gnaisse-migmatíticos aqueanos/paleoproterozóicos; 4-greenstone-belts arqueanos/paleoproterozóicos; 5-Sucessões de rifte Paleo a mesoproterozóico (Grupo Araí); 6-Sistema de Cavalgamentollicínea-Piumhi. Sucessões neoproterozóicas de margem passiva; 7- Grupo Paranoá; 8- Grupo Canastra; 9-Grupo Vazante; 10- Grupo Ibiá; 11-Grupos Araxá e Andrelândia e rochas metabásicas toleíticas associadas; complexos de melanges ofiolíticas; lascas de embasamento alóctone, granitos leucocráticos sincolisionais (castanho); 12- nappes granulíticas (C.A.I.-Complexo Anápolis-Itauçu; N.S.G. – Nappe Socorro-Guaxupé); 13-complexos granito-gnaisse-migmatíticos arqueanos/paleoproterozóicos; 14-greenstone-belts arqueano/paleoproterozóicos; 15-sucessões vulcano-sedimentares de rifte mesoproterozóicos (Juscelândia, Palmeirópolis, Serra da Mesa); 16-complexos básico-ultrabásicos acamadados meso/neoproterozóicos; 17-sucessões vulcano-sedimentares meso a neoproterozóicas; 18-ortognaisses e rochas granitóides neoproterozóicas; 19-faixas Paraguaia (PA), Araguaia (AR) e Ribeira (RB); 20-coberturas sedimentares fanerozóicas.

Figura 03 – Faixa Brasília (compilado de Dardenne, 2000; Pimentel *et al.*,2000; Valeriano *et al.*,2000; Seer, 1999; Silva, 2003), com destaque para a divisão da Nappe Socorro-Guaxupé em dois Domínios: Socorro a sul e Guaxupé a norte onde está inserida a área de pesquisa .

A Faixa Brasília (Almeida, 1967; 1968; Fuck *et al*., 1994) marca as margens oeste e sul do Cráton do São Francisco, compreendendo, de leste para oeste, cinturão de dobras e empurrões de antepaís, complexo metamórfico, Maciço de Goiás e arco magmático. Á oeste, o complexo metamórfico é constituído de duas unidades: (i) o Grupo Araxá que inclui sedimentos tipo turbiditos, rochas vulcânicas e mélange ofiolítica, submetidos a metamorfismo tipo Barroviano, em condições que variam da fácies xisto verde a anfibolito, e que foram intrudidos por grande quantidade de corpos graníticos. No sul da faixa, o Grupo Araxá dá lugar à seqüência Andrelândia, a qual também é formada por sedimentos turbidíticos e anfibolitos; as condições do metamorfismo variam entre xisto verde e granulito; (ii) o Complexo Anápolis-Itauçu, constituído por diversos tipos de granulitos, intrusões máfico-ultramáficas acamadadas e granitos**.** À noroeste está localizado o Maciço de Goiás, microplaca composta por rochas arqueanas e proterozóicas, intensamente retrabalhadas durante o Neoproterozóico**.** Á oeste do maciço ocorre extenso terreno juvenil associado à formação de arco magmático neoproterozóico (ca. 890 a 630 Ma, Pimentel *et al*., 2000). O arco é dominado por rochas vulcânicas cálcio-alcalinas e rochas sedimentares associadas, além de intrusões de tonalito e granodiorito, transformadas em ortognaisses. As rochas foram metamorfisadas predominantemente nas condições da fácies anfibolito, sendo o pico do metamorfismo e deformação registrado entre ca. 650 e 630 Ma. Extensas zonas de granulitos foram geradas na Faixa Brasília em dois eventos metamórficos, entre 780 e 760 Ma e entre 650 e 630 Ma, o último marcando o auge da orogênese brasiliana . Condições extremas de temperatura e/ou pressão alta foram alcançadas durante os dois eventos. (Pimentel *et al*., 1991; 1997; Fischel *et al*., 1998, Tassinari, *et al*., 1999; Piuzana et al., 2003a,b).

A unidade onde estão localizados os granulitos da região de Guaxupé e a área de pesquisa tem uma vasta terminologia na literatura adquiridas ao longo da evolução do conhecimento, dentre os termos mais utilizados temos: Maciço Guaxupé (Almeida *et al*., 1976), Complexo Varginha (Cavalcante *et al*., 1979), Complexo Varginha Guaxupé (Fonseca *et al*., 1979), Cunha Guaxupé (Wernick *et al*., 1981), Bloco São Paulo (Haralyi & Hasui 1982), Associação Guaxupé (Wernick & Artur, 1983), Sintaxis Guaxupé (Ebert & Hasui, 1998), *Nappe* Socorro-Guaxupé (Campos Neto *et al*., 1984), entre outros termos utilizados. Os termos mencionados

anteriormente não foram descartados pela literatura, mas neste trabalho será adotado o uso do termo Complexo Guaxupé (Zanardo, 2003) para à área de estudo e um dos dois termos mais utilizados atualmente, sendo também usada a denominação de *Nappe* Socorro-Guaxupé (Campo Neto & Caby, 1999) (Campos Neto, 1985) (Figura 04).

O Complexo Guaxupé (Oliveira, 1973; Almeida *et al*., 1976; Zanardo, 1992, 2003) ocorre em uma área de forma triangular, localizada entre os paralelos 21^0 e $22^0$30´S e meridianos 45^0 e $47^0$30´W sendo delimitada por dois cinturões de cisalhamento, um a nordeste com direção WNW/ESSE, denominado Campo do Meio (Morales, 1993) e outro a sudeste com direção NE/SW, denominado Ouro Fino (Ebert *et al*., 1991) e o terceiro limite, a oeste, dado pelas rochas sedimentares fanerozóicas da Bacia do Paraná.

Artur e Wernick (1984) empregaram a designação de Complexo Guaxupé para rochas da fácies granulito que portam evidente estrutura foliada e aplicaram a denominação de Pré-Guaxupé para as porções que se apresentam maciças. Os dois Complexos seriam originalmente de idade arqueana, sendo que o Complexo Guaxupé teria adquirido a estrutura foliada através de intenso cisalhamento dúctil durante o Ciclo Transamazônico.

O Complexo Guaxupé é constituído ordinariamente por gnaisses granulíticos homogêneos e bandados, de composição predominantemente charnockítica a enderbítica, esverdeados a cinza escuros. Estas rochas apresentam intercalações frequentes de granulitos básicos e mesmo ultramáficos, gnaissificados ou maciços, representados principalmente por metagabronoritos e subordinadamente metanoritos, metagabros e raros metapiroxenitos. Também ocorrem rochas granulíticas ácidas desprovidas de piroxênios, apresentando cores rosadas e cinzentas com tonalidades esverdeadas, que mostram caracteres estruturais e texturais da fácies granulito, e exibindo como minerais ferromagnesianos a hornblenda e a biotita. Todas essas variedades apresentam contatos bruscos entre si. Os gnaisses (alaskitos) granulíticos ácidos apresentam-se, às vezes, levemente migmatizados. Algumas intercalações lenticulares de gnaisses de alto grau, em parte quartzosos e aluminosos, estão presentes. Intrusivas granitóides e charnockitóides de pequenas dimensões são freqüentes em toda a extensão do Complexo Guaxupé (Artur, 1988).

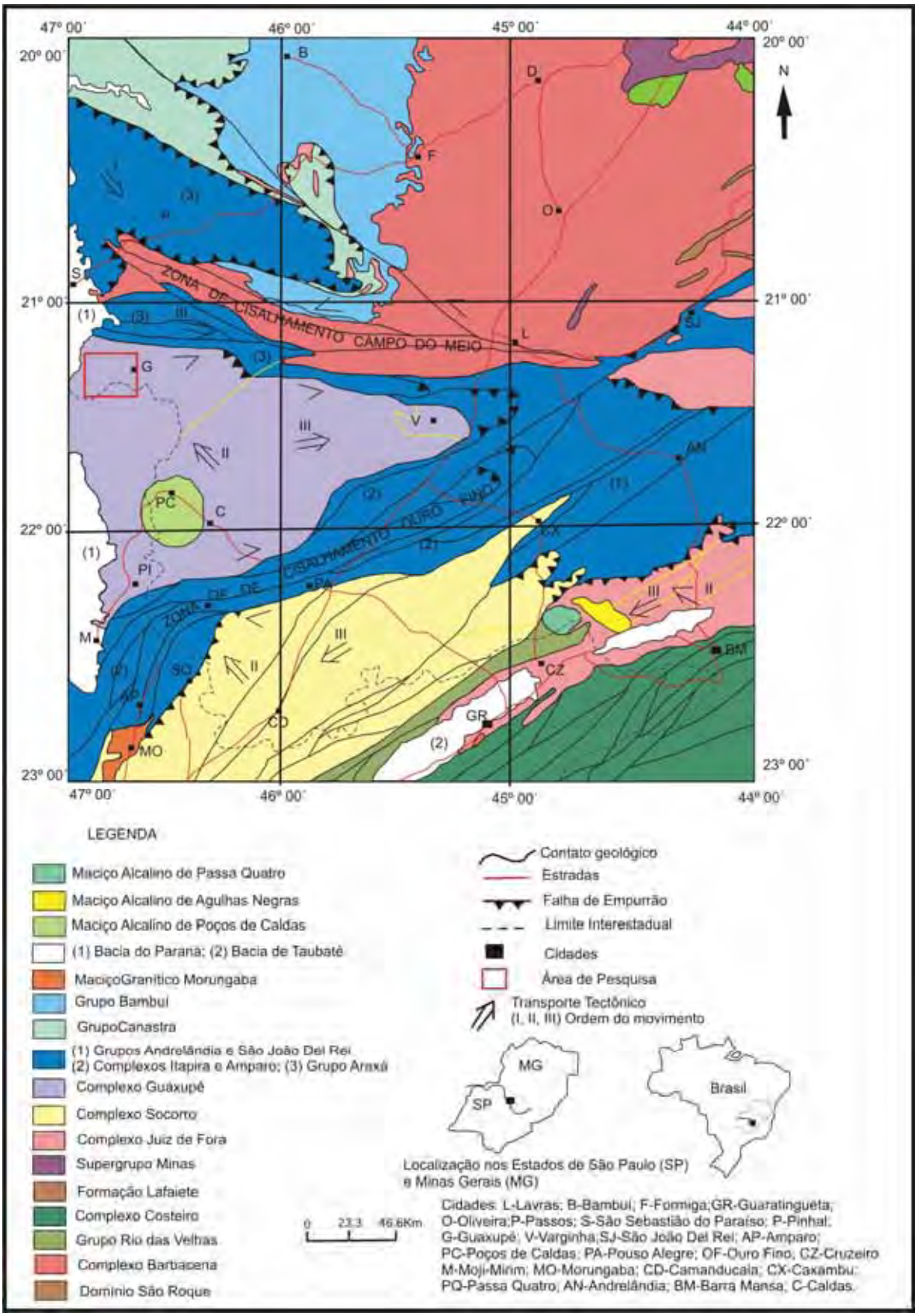
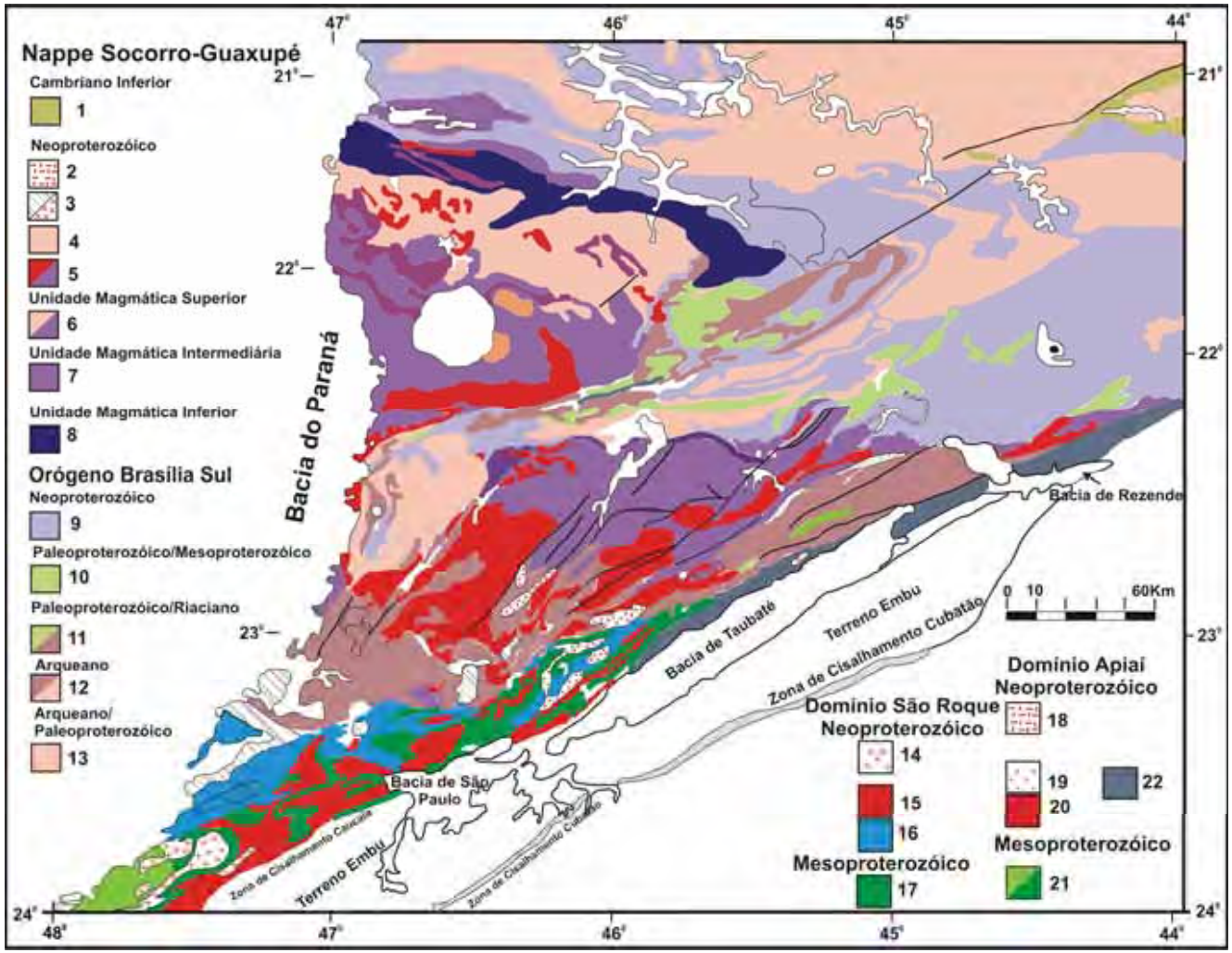


Figura 04 – Mapa geológico da região nordeste do Estado de São Paulo e sul/sudeste do Estado de Minas Gerais mostrando a divisão da *Nappe* Socorro-Guaxupé em dois Domínios o de Socorro a sul e Guaxupé a norte (Fonseca *et al.*, 1979, adaptado por Zanardo, 2003).

Segundo (Del Lama *et al*., 2000), o Complexo Guaxupé pode ser dividido em três porções de acordo com as variações de pressão do metamorfismo: uma mais a sul de pressão média a baixa, uma intermediária de pressão média a alta e outra mais a norte de alta pressão e onde está inserida a área de pesquisa. É composto por granulitos, charnockitos e granitos neoproterozóicos (Complexo Granítico Pinhal-Ipuiuna, 620-630Ma) (Basei *et al*., 1995; Ebert *et al*., 1996; Töpfner, 1996; Campos Neto *et al*., 1998; Janasi, 1997), tectonicamente superposto ao topo da Seqüência Andrelândia (Trouw *et al*., 2000a,b), equivalente ao Grupo Araxá (Almeida, 1971; Trouw *et al*., 1984).

As principais unidades estratigráficas que se encontram nos limites do Complexo Guaxupé são: a norte o Grupo Araxá e o Complexo Barbacena (Campos Gerais – Fonseca *et al*., 1979) e a sul Complexos Itapira e Amparo, além dos Grupos Canastra e Grupo Bambuí. Porções do Complexo Guaxupé encontram-se deformados por dois cinturões de cisalhamento, o Cinturão de Cisalhamento Campo do Meio de direção WNW-ESSE, limitando a norte e afetando o Grupo Araxá que se encontra separado do Complexo Guaxupé pela Zona de Cisalhamento de Varginha (Morales, 1993) e o Complexo Barbacena, o Cinturão de Cisalhamento Ouro Fino de direção NE-SW, que afeta os Complexos Itapira e Amparo, dividindo a chamada *Nappe* Socorro-Guaxupé em dois domínios: o Domínio Socorro localizado a sul e o Domínio Guaxupé a norte (Janasi *et al*., 2002).

2.1. Principais unidades litoestratigráficas que compõem os limites do Complexo Guaxupé (Figura 05).



Legenda - Nappe Socorro Guaxupé (1-Fm. Pico do Itapeva e correl. do Dom. Andrelândia;2-Granitos tipo-A alum.;3-Província granít. Itu;4-Sienitos Capituva e Pedra Branca;5- Hbl-Bt ortogn. cálcio-alcalin. Porfirít.-porfiroclást., Grt-Bt granitos e ortogn. Mangerito-granít.;6 – Gnaisses e migmatit. Estromát. com mesossoma metassedimentar, Complexos Piracaia e Caconde, Ortogn. tonalito-granod.-graníticos.7- Gnais. diatex. de compos. granítica metalum. Complexos Pinhal e Paraisópolis;8- Granada granulitos básicos e enderbitos gnáis.; Orógeno Brasília Sul e CSF(9- Seqüências metassed. em sistema de nappes;10-Grupo São João Del Rei e Fm. Tiradentes;11- Ortogn. tonalito-granod. Complexo São Gonçalo do Sapucaí;12- Tonalitos Serra Negra, Complexo Amparo;13- Complexos ortogn-migmatít., incluindo-se a borda sul do Cráton do São Francisco. Domínio São Roque(14- Granitos;15-Hbl-Bt granitóides porfir., cálcioalcalino potássicos;16- Grupo São Roque;17-Grupo Serra do Itaberaba;Domínio Apiaí:(18- Sienogranitos tipo–A;19-Ms-Bt granitos e granodioritos; 20- Hbl-Bt granitóides porfir., cálcio-alcalino potássicos; 21- Fm Votuverava. Micaxistos/gnaisses e migmatitos; 22-Faixa milonítica Rio Jaguari.

Figura 05 – Mapa Geológico da Nappe Socorro-Guaxupé e do Domínio São Roque (Campos Neto e Caby, 2000) extraído de Heilbron *et al*,2004 in Monteiro Neto e outros.

2.1.1. Grupo Araxá

Grupo Araxá foi definido inicialmente por Barbosa (1955), na região de Araxá, sob a denominação de Série Araxá, que englobou nesta unidade um conjunto de rochas metassedimentares de caráter eugeossinclinal, com predomínio de biotita xistos, normalmente com granada, intercalado com camadas quartzíticas e, localmente com lentes de gnaisses, mármores calcíticos e/ou dolomíticos, anfibolitos e metabasitos intrudido por rochas graníticas, básicas e ultramáficas. Posteriormente, Barbosa *et al*., (1969, 1970 b) restringiram o significado de "Grupo Araxá" para xistos com duas micas e com granada, rutilo, zircão, turmalina, cianita e estaurolita, intercalados com quartzitos, por vezes ferríferos e anfibolitos.

Valente (1986) redefine o Grupo Araxá como uma unidade constituída por rochas metassedimentares eugeossinclinais do Proterozóico Médio, composto por sequências de mica xisto associados a xistos feldspáticos, anfibolitos, hornblenda-granada xistos feldspáticos (metagrauvacas), localmente fácies carbonáticas; apresentando sequências metapsamo-pelíticas (quartzitos e xistos intercalados), além de inúmeros corpos de rochas metaultramáficas.

O Grupo Araxá é composto por quartzitos, xistos, ortognaisses, paragnaisses e anfibolitos, além de intercalações de quartzitos e filitos do Grupo Canastra (Del Lama *et al*., 2000), exibe uma zonação metamórfica invertida, alcançando condições de alto grau metamórfico e condições de média a alta pressão. Intercalações de mármores, metamarga, rochas ultramáficas e formações ferríferas são localmente encontradas na porção basal do grupo (Zanardo *et al*., 1996).

Para Lacerda Filho & Oliveira (1994a, b), Lacerda Filho (1995) e Rezende *et al*., (1999), o Grupo Araxá na região (Simões 1995, Valeriano, Zanardo) é composto por uma sequência pelítica marinha, constituída por calci-clorita-(biotita/muscovita) xistos, calci-clorita-biotita xistos feldspáticos, calci-granada-biotita-quartzo xisto feldspático, granada-clorita xistos, hornblenda-granada xistos feldspáticos, grafita xistos, lentes de metacalcários e, subordinadamente, quartzitos micáceos com intercalações de muscovita xistos e grafita xistos; lentes de anfibolitos e metaultramáficas.

A presença de rochas metavulcânicas, associadas com as rochas metassedimentares do Grupo Araxá, são comuns e freqüentes, observadas em toda a extensão do grupo (Almeida, 1967; Angeiras, 1968; Barbosa, 1970 a, b; Ferrari,

1981; Marini *et al*.,1978, 1984 a, b; Pimentel *et al*., 1992; Freitas, 1994; Fuck *et al*., 1994; Lacerda Filho & Oliveira, 1995; Valeriano & Simões, 1997; Seer, 1999; Dardene, 2000, entre outros).

Para Pena *et al*., (1974), Drake Jr. (1980), Strieder & Nilson (1992 a, b, c), Strieder (1993), a presença de corpos metabásico/ultrabásicos alojados no Grupo Araxá corresponde a um tipo de *mélange* ofiolítica. Para Strieder & Nilson (1992 a, b, c) a associação tipo *mélange* ofiolítica poderia ser caracterizada como uma sutura crustal pré-cambriana, onde os metassedimentos Araxá representariam depósitos de calha de subducção.

Entre os complexos Barbacena e Guaxupé são encontradas rochas com evolução tectono-metamórfica semelhante à porção média e superior do Grupo Araxá e da mesma maneira intrudidas por granitos sin a tardi colisionais fortemente afetados por zonas de cisalhamento de direção E/W a NNW/SSE sinistrais (Del Lama *et al*., 2000), que associadas formam o Cinturão de Cisalhamento Campo do Meio. O norte desse domínio encontra-se corpos lenticulares compostos por rochas máficas e ultramáficas que podem representar restos de uma seqüência ofiolítica (Choudhuri *et al* 1995; Zanardo *et al*., 1996).

2.1.2. Complexo Barbacena

O termo Série Barbacena foi definido originalmente por Barbosa (1954), para um conjunto de mica xistos, clorita xistos, talco xistos e anfibólio xistos, parcialmente granitizados, situados ao sul do Quadrilátero Ferrífero. Estratigraficamente, essas litologias se posicionaram entre a Série Minas, superior, e a Série Mantiqueira, inferior.

A Série Barbacena foi redefinida por Ebert (1955; 1956a, b), reunindo, sob esta designação dois grandes conjuntos geológicos de idades distintas, um Arqueano e outro Algonquiano (Proterozóico). O conjunto de idade arqueana foi subdividido em três unidades: Formação Barbacena para a porção constituída por metamorfitos de mais alto grau; Formação Lafaiete, mais jovem e composta por mica xistos finos, metabásicas e metaulbásicas, diferindo ainda da anterior pela falta de granitização, feição bastante frequente na outra; Sequência Granítico-Migmatítica de natureza trondhjemítica que ocorreria intercalada com as rochas da Formação Barbacena. Desta maneira a Formação Lafaiete corresponderia à Série Barbacena

na definição de Barbosa (1954). Ebert (1965) passa a designar a Formação Barbacena de Grupo.

Cavalcante *et al*., (1979), passaram a utilizar o termo Associação Barbacena com uma abrangência muito mais ampla, ou seja, para reunir os Complexos Amparo, Socorro, Varginha, Paraisópolis, Andrelândia, Campos Gerais, Itapira e São João del Rei (Projeto Sapucaí).

Fonseca *et al*., (1979), reúnem sob a designação de Grupo Barbacena, tanto o Grupo Barbacena de Ebert (1956b, 1965), quanto à sequência granítico-migmatítica ao sul de Barbacena e a noroeste de Juíz de Fora, baseado no argumento de que as diferentes faciologias litológicas são devidas apenas a variações na xistosidade, gnaissificação e grau de migmatização do pacote litológico regional. Seria composto, pricipalmente, por anatexitos diversos, migmatitos de injeção, ortognaisses, granulitos, intrusivas máficas-ultramáficas e granitóides, com intercalações maiores ou menores de supracrustais.

Machado Filho *et al*., (1983), retomam a idéia estratigráfica de Ebert (1956a, b, 1965) ao individualizarem, no embasamento cristalino da porção sul do Cráton do São Francisco, dois complexos maiores denominados de Divinópolis e Barbacena. O primeiro complexo corresponderia a um conjunto de granitóides diatexíticos, de composição predominantemente granítica e granodiorítica, tipicamente expostos nas proximidades da cidade homônima. Seu contato com as litologias do Complexo Barbacena seria gradual, através do aumento de enclaves de metaultrabásicas.

O Complexo Barbacena no seu extremo sudoeste, a oeste do meridiano $45^0$45´W, é constituído por granitóides, gnaisses e migmatitos diversos, originados no Arqueano (Cavalcante *et al*., 1979; Fonseca *et al*., 1979; Wernick *et al*., 1981; Teixeira *et al*., 1989; Fernandes, 2002), contendo restos de sequências metavulcanossedimentares. Sob este complexo ocorrem unidades de rochas metassedimentares alóctones, atribuídas aos grupos Araxá e Canastra de idade meso-a neoproterozóica e autóctone para-autóctone de idade neoproterozóica, pertencente ao Grupo Bambuí. Completando o quadro litológico, aparecem rochas intrusivas básicas e rochas de origem pneumatolítica a hidrotermal de diferentes idades (Zanardo *et al*., 2000).

A atual configuração em que aparece uma península das infracrustais (Complexo Barbacena) avançando para oeste, limitado a norte pela *Nappe* de

Passos e a sul pelo complexo ofiolítico e Grupo Araxá, através de zonas de cisalhamento empinadas, mostra ser resultante da dinâmica do Cinturão de Cisalhamento Campo do Meio. O ramo de direção WNW-ESSE, localizado nos domínios arqueanos, resultou em alto estrutural, pela natureza transpressiva, já que estava presente durante a aloctonia do Grupo Araxá, uma vez que esta sequência está adelgaçada e seus estratos basais estão ausentes na projeção dessa estrutura para oeste. Além disso, a estrutura antiformal, que separa os sinformes de Passos e do Chapadão, coincide com este ramo (Zanardo, 2003).

2.1.3. Complexo (Grupo Amparo)

Foi caracterizado litologicamente por Wernick (1967) e elevado à categoria de Grupo por Ebert (1968), correlacionando-o ao Grupo Barbacena. Considerado como pertencente ao bloco Jundiaí, ocorreria à norte dos falhamentos de Jundiuvira e Itu. Na altura de Bueno Brandão, para leste, sua área de exposição sofreria um estreitamento local, passando a constituir uma faixa situada entre os complexos graníticos de Socorro e Pinhal, em relação aos quais exibiria contatos eminentemente tectônicos, dados pelos falhamentos de Jacuntinga e Inconfidentes. A área de exposição do Grupo Amparo foi estendida por Wernick (1977, 1978a, b) até as proximidades de Heliodora, bem como para o interior do Bloco Pinhal.

O Grupo Amparo foi considerado, inicialmente, como uma unidade essencialmente metassedimentar, metamorfisada em condições de fácies anfibolito e, mais localmente, de granulito. No arcabouço metassedimentar, ocorreriam intercalações freqüentes de ortognaisses, gnaisses anatexíticos, diatexíticos e granitos autóctonos.

Ebert (1971) considerava o Grupo Amparo como representando o embasamento do Grupo Itapira, Wernick e Penalva (1973a), interpretaram ambos os grupos como sendo equivalentes e diferenciados entre si apenas por variações faciológicas.

Fiori (1979) redefiniu o Grupo Amparo, retirando de sua constituição litológica as rochas granulíticas, anatexitos, gnaisses graníticos e parte dos gnaisses porfiróides. Estas rochas foram alocadas no embasamento do Grupo Amparo, tido como do Proterozóico Inferior, passando a constituir o Complexo Silvianópolis.

A denominação de “Complexo” Amparo foi dada por Cavalcante *et al*., (1979) que incluía, para tanto, no Grupo Amparo, parte das litologias do Grupo Itapira e os granitóides e ortognaisses da região de São Gonçalo do Sapucaí e Silvianópolis.

Wernick & Artur (1983), consideram o Complexo Amparo como sendo uma unidade de infra-estrutura, composta por associações litológicas de origem arqueana, fortemente transpostas durante o ciclo Transamazônico. Desta forma, sua constituição passa a ser essencialmente ortometamórfica, representando o embasamento do Grupo ou Complexo Itapira (Artur, 1988).

Segundo Zanardo (1987) e Zanardo *et al*., (1990b), as rochas infracrustais que constituem esta unidade são representadas, basicamente, por migmatitos mais ou menos gnaissificados e/ou ortognaisses e granitóides de composições tonalíticas/trondhjemíticas a granodioríticas. Essas rochas possuem coloração cinza, raramente aparecem mobilizados levemente rosados e, apresentam estrutura bandada ou fitada, dobrada, *schlieren*, nebulítica, flebítica, oftálmica e raramente pitgmáticas. A composição dessas rochas espalha-se pelos campos dos monzogranitos, granodioritos e tonalitos, e caem subordinadamente no campo dos quartzo dioritos e quartzo monzodioritos. As composições mais básicas normalmente correspondem aos melanossomas, embora apareçam com certa frequência leucossomas de composição tonalítica e pequenos corpos lenticulares ou *boudins* de anfibolito, às vezes, com granada e/ou clinopiroxênio.

O Complexo Amparo (Grupo de Amparo) é considerado Arqueano por Ebert (1968) e mais tarde Paleoproterozóico por Campos Neto (1991). Fetter *et al*, 2001, determinaram a idade arqueana para o Complexo Amparo.

Segundo Fetter *et al*., 2001; Tassinari (2001) é constituído por ortognaisses e migmatitos com intercalações de anfibolitos, enquanto que as litologias do Complexo Itapira são representadas por quartzitos, quartzo-mica xistos e gnaisses, com intercalações de anfibolitos e cálciossilicáticas. Associados a ambos ocorrem biotita hornblenda gnaisses de idade transamazônica (Artur, 1988; Artur *et al*., 1988), ricos em intercalações de rochas metamáficas e metaultramáficas (Zanardo 1987; Lazarini, 2000; Oliveira *et al*., 2004).

2.1.4. Grupo (Complexo Itapira)

A análise do Grupo Itapira envolve basicamente dois problemas: sua conceituação e distribuição espacial. Definido originalmente por Ebert (1971), na

região homônima, o Grupo Itapira ocorreria numa estreita faixa situada entre os Maciços Graníticos Pinhal e Socorro. Esta faixa teria a estruturação de meganticlinal constituída por sinclinais e anticlinais, os primeiros ocupados pelo Grupo Itapira e os segundos pelo Grupo Amparo, seu embasamento. O Grupo Itapira apresentaria um arcabouço litológico constituído por paragnaisses e micaxistos, com intercalações de muscovita quartzitos, parcialmente arcosianos e/ou calciosilicáticos, metagrauvacas e raras lentes de esteatito e serpentinito. As condições metamórficas do Grupo Itapira seriam mais baixas que as do Grupo Amparo. O Grupo Itapira seria similar ao Grupo Andrelândia, e apenas a falta de continuidade física levou-o a separá-los com nomes próprios Ebert (1971).

Para Wernick e Penalva (1973a), não seria possível, na região de Itapira, distinguir o Grupo Amparo do Grupo Itapira, baseado nos critérios utilizados por Ebert (1971). Não reconheceram o padrão estrutural representado pela alternância de sinclinais/anticlinais especiais, que não foi definido de maneira clara por Ebert (1971).

Wernick *et al*., (1976), aceitam a proposição de Ebert (1971) ao separarem, a nível regional, uma seqüência mais jovem (Grupo Itapira) de seu embasamento (Grupo Amparo) atribuindo-lhes, respectivamente, idades brasiliana e transamazônica.

Cavalcante *et al*., (1979), retornam ao conceito de Wernick e Penalva (1973a) ao reunirem novamente as duas seqüências, agora, sob a denominação de Complexo Itapira.

Wernick e Artur (1983) caracterizaram terrenos de infra-estrutura e sequências supracrustais, os primeiros de idade arqueana e os segundos transamazônicas. As seqüências metassedimentares foram consideradas como pertencentes ao Grupo Itapira e os terrenos ortognáissicos do embasamento ao Grupo Amparo.

Machado Filho *et al*., (1983), voltaram à concepção original de Ebert (1971), ao admitirem a existência da estruturação constituída por anticlinais e sinclinais, com o Grupo Amparo (Pré-Transamazônico) representando o embasamento do Grupo Itapira (Transamazônico).

A área de ocorrência do Grupo Itapira foi sucessivamente ampliada e reduzida. Assim, Cavalcante *et al*., (1979), estendem o Complexo Itapira até a

região de Campinas, sob a forma de uma faixa mais ou menos paralela à borda da Bacia do Paraná e limitada ao norte pela Falha de Jacutinga. Machado Filho *et al*., (1983), voltam a restringir o Grupo Itapira a 5 faixas grosseiramente paralelas, alinhadas na direção sudoeste e nordeste, localizadas entre os Maciços de Guaxupé e Socorro. Já Batista *et al*., 1986 e Oliveira *et al*., 1986b, novamente ampliam a sua ocorrência, extendendo-se até a Falha de Jundiuvira (onde entra em contato com o Grupo São Roque) nas proximidades de Jundiaí e Atibaia.

Campos Neto e Cordani (1985) englobam as rochas metassedimentares desta região sob a designação de Complexo Piracaia, com a alegação de apresentarem grau metamórfico mais brando e falta de processos anatéticos, feição frequente no Grupo Amparo, em oposição à conceituação original de Ebert (1971).

Datações geocronológicas pelos métodos K-Ar e Rb-Sr para rochas do Grupo Itapira (Artur, 1980; Cavalcante *et al*., 1979; Wernick *et al*., 1981a) forneceram idades máximas compatíveis ao Proterozóico Inferior com intenso rejuvenescimento isotópico no Ciclo Brasiliano.

O Grupo ou Complexo Itapira foi englobado na Faixa Alto Rio Grande por Vasconcelos (1988), Campos Neto *et al*., (1990), Peloggia (1990), faixa esta, definida por Hasui e Oliveira (1984), como uma unidade geológica marginal ao Cráton do São Francisco, integrada pelos grupos Andrelândia e São João del Rei.

Constituindo esta unidade aparecem quartzitos, quartzo xistos feldspáticos (ou não), xistos aluminosos com sillimanita e granada e xistos quartzosos, paragnaisses com granada, orto e para-anfibolitos, com ou sem granada e clinopiroxênio, rochas calciosilicáticas, mármores, gonditos, biotititos, magnetita-cummingtonita-quartzo xisto e grafita xistos, sendo que os sedimentos mais arcosianos certamente foram fundidos parcial a totalmente, resultando em granitóides ou gnaisses quartzo feldspáticos. Essas rochas indicam origem a partir de sequências pelíticas, psamo-pelíticas, psamíticas, grauvaqueanas, arcoseanos, margosas e calciossilicáticas com intercalações de derrames e/ou intrusivas básicas, e a rocha referida como gondito possui, por um lado, tendência pelítica (granada quartzitos e paragnaisses) e por outro, calciosilicática (metamarga silicosa) (Zanardo *et al*., 1998).

Estudos de campo e microscópicos indicam que essa unidade foi submetida a metamorfismo regional na fácies anfibolito médio a alto, com fusão parcial das

rochas menos refratárias e injeção de material ácido. O auge do metamorfismo aparenta ter sido pré-evento tectônico tangencial e é nitidamente anterior a expressiva atuação da tectônica direcional, responsável pela desconfiguração quase que total, da estruturação antiga e pela geração do Cinturão Transcorrente Destral de Ouro Fino (Zanardo, 2003).

2.1.5. Grupo Canastra

Barbosa (1955) definiu, inicialmente, a Formação Carandaí como correspondendo à sequência de filitos, xistos e quartzitos, que ocorreria na bacia do Rio das Velhas (na região do Triângulo Mineiro) e na faixa divisória entre as bacias dos rios Quebra Anzol e Paraíba. O mesmo autor, em 1963, elevou este conjunto à categoria de Série Canastra. Posteriormente, Barbosa *et al*., (1967), adotaram a nomenclatura de Grupo Canastra e o consideraram mais novo que o Grupo Araxá.

A evolução dos conceitos sobre o Grupo Canastra sofreu numerosas mudanças. Inicialmente, foi subdividido por Almeida (1967), em duas formações: uma composta por quartzitos e denominada de Formação Cristina e, outra, superior, de constituição predominantemente metapelítica com filitos, metassiltitos, calcários e quartzitos, designada de Formação Paracatu.

Uma divisão mais complexa para o Grupo Canastra é devida a Machado Filho *et al*., (1983), com a criação das Formações Guarita, Tormenta, Desemboque, Ilicínia, Guapé e Boa Esperança, representativas de variações do ambiente sedimentar ou refletindo diferentes fácies metamórficas. Consideram, ainda, o Grupo Canastra como sendo do Proterozóico Inferior e correlacionam aos Grupos Carrancas e São João del Rei.

O Grupo Canastra foi considerado por Hasui e Almeida (1970), como referível ao Ciclo Brasiliano e o Grupo Araxá ao Ciclo Uruçuano (Almeida, 1971). Entretanto, vários autores vêm sugerindo uma equivalência metamórfica entre o Grupo Araxá e o Grupo Canastra (Ferrari e Brandelise, 1971; Braun & Baptista, 1976a; 1978) e uma idade transamazônica para todo o pacote (Wernick & Fiori, 1981). Estes autores apresentam evidências do redobramento e deformações da foliação transamazônica no Ciclo Brasiliano.

As rochas atribuídas ao Grupo Canastra ocorrem, no extremo norte/nordeste, posicionadas entre o Grupo Araxá e os terrenos autóctones (embasamento

gnáissico-granítico-greenstone e Grupo Bambuí). Está ausente na porção sul/sudoeste do Grupo Araxá aparecendo a norte e leste da *Nappe* de Passos. Na frente dessa *nappe*, apresenta contato tectônico, através de superfícies de cavalgamento, com as rochas do Grupo Bambuí, sendo freqüente a presença de lascas tectônicas do embasamento entre as duas unidades (Valeriano, 1993; Simões, 1995).

É constituído por ortoquartzitos (metarenitos), quartzitos micáceos (meta arenitos e metassiltitos com a presença de pequena quantidade de matriz argilosa) e filitos, normalmente com a preservação dos contornos dos grãos dos sedimentos detríticos. Segundo Simões (1995), os quartzitos mais puros formam a unidade superior e apresentam acamamento predominantemente decimétrico, alcançando localmente dimensões métricas. Nessa unidade também podem ser observadas marcas de ondas e estratificações cruzadas, tabulares a acanaladas, de pequeno porte (normalmente decimétricas), indicando acamamento em posição normal.

O Grupo Canastra, Grupo Araxá e Ibiá, na região de Araxá formam a sinforma de Araxá, dobra regional com eixo para WNW. Esses grupos estão estruturados em três lascas tectônicas sobrepostas onde à lasca inferior é o Grupo Canastra e a superior é o Grupo Araxá (Valeriano *et al*., 2004).

É uma seqüência de metassedimentos detríticos representados por quartzitos e filitos, em grande parte carbonosos e com fácies carbonatadas subordinadas. Seu metamorfismo ocorreu em condições de fácies xisto verde (zona da clorita até a granada) (Valeriano *et al*., 2004).Idades modelo Sm/Nd (T_{DM}) de 2,2 Ga reforçam interpretações anteriores (Barbosa *et al*., 1970) de que as rochas metassedimentares do Grupo Canastra tiveram sua origem num contexto de bacia de margem passiva, com sedimentos provenientes de fontes antigas, possivelmente o Cráton do São Francisco (Valeriano *et al*., 2004).

2.1.6. Grupo Bambuí

O termo Série Bambuí deve-se a Rimann (1917), para designar uma seqüência de rochas metassedimentares de baixo grau metamórfico, na região de Mata da Corda (MG), embora esta mesma seqüência tenha sido denominada por Derby (1980), como Série São Francisco. A designação de Grupo Bambuí foi proposta por Braun (1968).

Trata-se de depósito de cobertura do Cráton do São Francisco e ocupa vasta área no Estado de Minas Gerais, estendendo-se ainda por outros estados. No extremo meridional do referido Cráton está representado, segundo Machado Filho *et al.*, (1983), pelas Formações Sete Lagoas e Serra Helena, componentes do Supergrupo Paraopeba. São constituídas dominantemente por metamargas, seguida de meta-siltitos, meta-argilitos, meta-arenitos, meta-arcóseos, mármores e ardósias.

A literatura relacionada ao Grupo Bambuí é extensa com trabalhos estratigráficos, tectônicos e faciológicos, entre eles cabe destacar os trabalhos de Freyberg (1932), Dardene (1978), Braun (1968), Grossi Sad e Quade (1985), Marchese (1974), Machado Filho *et al.*, (1983) e Parente Couto (1981).

Datações de rochas do Grupo Bambuí (Amaral e Kawashita, 1967; Amaral, 1968; Bonhome, 1976), resultaram em idades compatíveis tanto com a sedimentação quanto com o metamorfismo durante o Ciclo Brasiliano.

O Grupo Bambuí é uma unidade sedimentar que recobre o Cráton do São Francisco. É composto por uma sucessão de rochas marinhas carbonáticas e pelíticas, que nas bordas da bacia e no topo passam a conglomerados e arenitos respectivamente (Castro & Dardene, 2000; Dardene, 1978).

A litoestratigrafia do Grupo Bambuí está dividida em seis formações: Jequitaí, Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré, Serra da Saudade e Três Marias (Dardene, 2000).

Esta unidade aparece cobrindo extensa área na região frontal da *Nappe* de Passos, adentrando a sul em direção à cidade de Alpinópolis. Ocorre ainda como pequenos "*klippe"*, na borda norte/nordeste dos terrenos arqueanos e como intercalações tectônicas ou corpos para-autóctones, especialmente no extremo nordeste destes terrenos. As intercalações tectônicas resultam da atuação do Cinturão de Cisalhamento Campo do Meio sin-a pós-aloctonia do Grupo Araxá, gerando contatos por meio de falhas, principalmente de alto ângulo de mergulho, com rochas do embasamento e sequência alóctone do Grupo Araxá (Zanardo, 2003).

Nesta área o Grupo Bambuí é representado por filitos e ardósias, com intercalações lenticulares de metadiamictitos suportados pela matriz ou pelos clastos, que são representados por quartzo de veio e fragmentos de rochas

atribuíveis ao embasamento, sequência greenstone, e grupos Araxá e Canastra (Zanardo, 2003).

O metamorfismo dessa sequência é de baixo grau, fácies xisto verde, zona da clorita. Apenas localmente aparenta ter atingido a zona da biotita em resultado do cavalgamento e transferência de calor da capa para a lapa. A temperatura máxima aparenta ter se aproximado de 300^0C evidenciando condições metamórficas ligeiramente inferiores nas encontradas no Grupo Canastra (Zanardo 2003).

2.2. Contexto Geológico Estrutural Regional

O quadro estrutural regional foi inicialmente definido por Ebert (1957, 1968), mostrando a existência de uma faixa geossinclinal denominada Paraibides. Trabalhos posteriores (Fiori *et al*., 1978; Fiori (1979); Fiori & Choudhuri (1979); Artur *et al*., (1979); Artur (1988); Wernick & Fiori (1981); Campanha *et al*., 1983a, b, e outros), enfatizaram uma evolução policíclica, baseada em fases de dobramentos relacionados a ciclos tectônicos, com base na teoria geossinclinal e superposição de geossinclínios ou faixas móveis. Campos Neto *et al*., (1984, 1990) e Campos Neto (1985, 1991) mostram essa evolução associada à *Nappe* de Socorro-Guaxupé. Haralyi & Hasui (1982) e Haralyi *et al*.,(1985), mostram que a estruturação regional teria derivado da colisão entre os blocos Brasília, São Paulo e Vitória, no Arqueano, envolvendo subducção A. Outras interpretações relacionadas a movimentações e colisões de placas foram colocadas por Hasui (1983), Zanardo (1987 e 1992), Hasui *et al*., (1988, 1990), Soares (1988), Soares *et al*., (1990, 1991), Ebert *et al*., (1991, 1993, 1995), Trouw (1992); Vauchez *et al*., (1992), Trompete *et al*., (1993); Machado & Endo (1993,1994), Endo & Machado (1993), Trouw *et al*., (1994), Heilbron *et al*., (1994, 1995), Mesquita *et al*., (1995), Pedrosa Soares & Wiedmann-Leonardos (2000), Trouw *et al*., (2000).

O Complexo Guaxupé no geral preserva uma foliação de baixo ângulo de direção W a WNW, paralela ao bandamento composicional (Del Lama *et al*., 2000). Esta foliação tem uma orientação relativamente constante, formando um arranjo anastomosado ou dobras abertas a isoclinais.

2.3. Dados geocronológicos

O evento magmático-metamórfico mais importante ocorreu no Neoproterozóico. Associa-se nessa idade magmatismo cálcio-alcalino sin-colisional, com metamorfismo principal de alto grau, com idade entre 0,62-0,63 Ga. Muitas determinações recentes fornecem a base dessa interpretação. Assim é que na região de Muzambinho (Complexo Guaxupé) os ortognaisses charnockíticos fornecem idades U/Pb em zircão de 643 ± 12 Ma (Basei *et al*., 1995), enquanto que rochas mangeríticas da região de Divinolândia, também do Complexo Guaxupé, fornecem idades U/Pb em zircão de 625 ± 7 Ma (Basei *et al*., 1995) e de 623 ± 3 Ma (Janasi, 1999).

Exceção á esses valores, dentro desse complexo, são as idades Arqueanas registradas para os Complexos Barbacena e Amparo, respectivamente, embasamento do Grupo Araxá na região de Passos e do Complexo Itapira na região homônima. Determinações U/Pb em zircão recentes indicam valores próximos a 3,0 Ga para o Complexo Amparo (Fetter *et al*., 2001; Tassinari & Nutman, 2001). Na região de Itapira-Lindóia são registradas também idades entre os períodos de 1,8 – 1,9 e 2,1 – 2,2 Ga em Rb/Sr em biotita-hornblenda gnaisses (Artur *et al*., 1988).

2.4. Metamorfismo: Valores Termobarométricos

O metamorfismo do Complexo Guaxupé, em seu ápice, atingiu a fácies granulito, como mostrado por diversos pesquisadores (Oliveira, 1973; Oliveira & Alves, 1976; Oliveira & Hypólito, 1978; Oliveira & Ruberti, 1979; Choudhuri, 1984; Santos, 1987; Morales *et al*., 1988; Oliveira *et al*., 1989; Choudhuri & Carvalho, 1991; Zanardo *et al*., 1990 a; Janasi, 1992; Zanardo, 1992; Del Lama, 1993, 1998; Del Lama *et al*., 1992, 1994, 1995, 1997, 1998, 1999, 2000; Campos Neto & Caby, 1999 e outros).

Nessa unidade geológica são observados o aparecimento de paragêneses e associações minerais características da fácies granulítica, sendo substituídas, em maior ou menor intensidade, por associação da fácies anfibolito e xisto verde, sendo que as paragêneses típicas da fáceis granulito são encontradas com maior freqüência para norte. No extremo sul e sudoeste do Complexo Guaxupé foram encontradas paragêneses típicas da fáceis granulito, formando uma faixa de alguns

quilômetros de espessura, que se estrangula para leste. De sul para norte, no setor oeste e centro oeste, as primeiras associações de fácies granulito foram observadas em bandas paleossomáticas, nas proximidades de São João da Boa Vista, e em um pequeno corpo de charnockito/mangerito (intrusivo), que aflora imediatamente a sul do Complexo Alcalino de Poços de Caldas (Del Lama *et al*., 2000).

Dispersos, ocorrem ortognaisses que não foram atingidos por metamorfismo de fácies granulito, típicos de colocação e deformação em ambiente de fácies anfibolito. Associado, a este conjunto de rochas, localmente aparecem remobilizações ou corpos de ortognaisses com hiperstênio (charnockitóides), que mostram terem sido gerados por fusão em meio anidro ou com alta pressão de CO_2, indicando que processos de migmatização ou anatexia ocorreram de maneira contínua e com prováveis superposições, da fácies granulito até as condições moderadas da fácies anfibolito, com diminuição de P e T e aumento da pressão de H_2O(Del Lama *et al*., 2000).

As mudanças das condições de pressão e temperatura, responsáveis pela implantação da fácies granulito parecem aumentar lentamente para o norte deste terreno, levando ao desaparecimento da cordierita das rochas metassedimentares aluminosos e começa a aparecer granada nos charnockitóides, tornando-se freqüente no extremo norte. Este aspecto é nítido a ENE de Guaxupé, onde se observa significativo aumento do teor de granada nas rochas tipicamente ortoderivadas, de sul para norte e de oeste para leste, com o auge desse aumento dando-se nas proximidades de uma inflexão, para sudeste, da Zona de Cisalhamento Varginha, que no trecho da inflexão adquire caráter oblíquo a frontal (Del Lama *et al*., 2000).

No Complexo Guaxupé regimes de alta P são registrados na porção norte com valores máximos entre 13 e 14 kbar e médios entre 11 e 12 kbar, conforme Del Lama, (1998), (Del Lama *et al*., 2000) e Campos Neto & Cabi (1999). Para essas pressões as T atingidas são da ordem de 800 a 850ºC. Esses valores caem bastante em direção ao sul, onde associações com granada-biotita-cordierita indicam P entre 7 e 8 kbar e T em torno de 800ºC (Oliveira & Ruberti, 1979; Campos Neto & Cabi, 1999).

3. GEOLOGIA LOCAL

A área de pesquisa apresenta como unidade litoestratigráfica principal o Complexo Guaxupé (Figura 06).

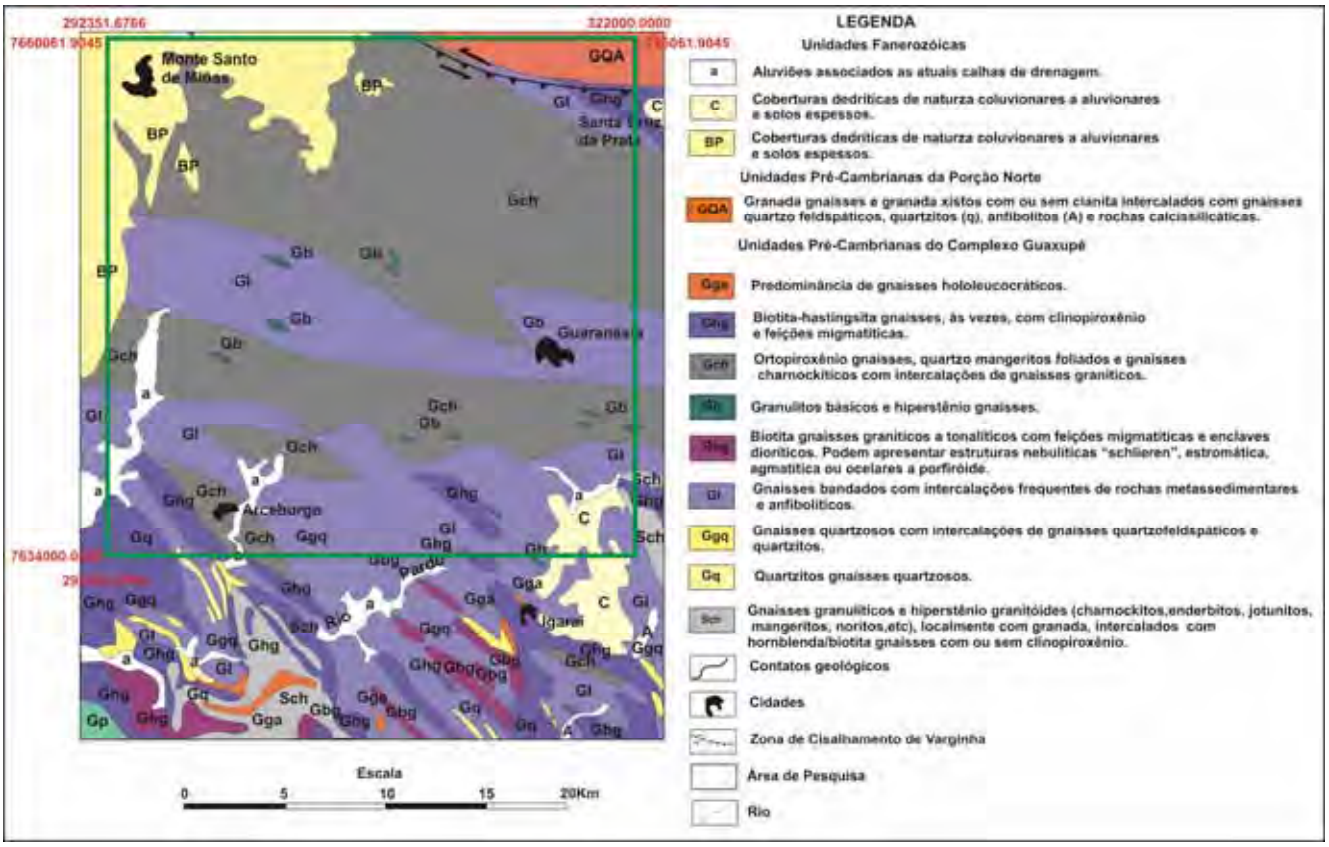


Figura 06 - Mapa geológico esquemático parcial com a localização da área de pesquisa.
Fonte: Zanardo – 2003.

As rochas presentes no Complexo Guaxupé de modo geral podem ser agrupadas em ortoderivadas e paraderivadas (Grupo Caconde), que foram submetidas a metamorfismo de alto grau, em fácies granulito e anfibolito. Como representantes de rochas vulcanossedimentares ocorrem algumas metabásicas intercaladas com rochas metassedimentares típicas e restos de prováveis formações ferríferas. As ortoderivadas podem ser subdivididas em três conjuntos ou associações: charnockítica/mangerítica, migmatítica e gnáissico/granítica.

A associação charnockítica/mangerítica está representada por anfibólio gnaisses, com ou sem clinopiroxênio, e hiperstênio gnaisses, ocorrendo porções subordinadas de gnaisses alasquíticos e raras intercalações metassedimentares (em especial calcisilicáticas). A composição das ortoderivadas varia de sienogranítica a granodiorítica e de quartzo sienítica a monzonítica, surgindo ainda

composições noríticas, tonalíticas, raramente gabróides e ultramáficas, e álcali-graníticas em alguns remobilizados tardios. Esse material, em especial o que aparece ao sul de Rio Pardo, corresponde em parte, aos da suíte granítica-mangerítica São José do Rio Pardo (Campos Neto & Figueiredo, 1985; Janasi, 2002).

Os gnaisses granulíticos mostram-se bandados a fitados ou homogêneos e constituem corpos tabulares a lenticulares, com contatos nítidos a gradacionais, possuem composições charnockíticas, com intercalações ou bandas centimétricas a decamétricas mangeríticas, charno-enderbíticas, enderbíticas, jotuníticas e quartzo sienítica, norítica e sienítica, podendo ocorrer localmente com amplo predomínio de um ou outro tipo sobre os gnaisses charnockíticos e mangeríticos. Esse conjunto exibe intercalações de gnaisses quartzo-feldspáticos ou está incluso nestes, sendo os corpos maiores, mais homogêneos, menos foliados e com granulação mais grossa. São observados ainda termos sieníticos a quartzo sieníticos em associação com rochas calcisilicáticas. Nos termos mais básicos são comuns texturas indicando a entrada de material alcalino, de forma intersticial, controlada pelos planos de foliação, transformando os termos mais básicos e homogêneos em opdalitos (charno-enderbíticas), charnockitos, mangeritos e hiperstênio sienito. Esses litótipos a norte-nordeste de Monte Belo são anormalmente ricos em granada (Del Lama *et al.*, 2000).

Gnaisses alasquíticos formam corpos tabulares e lenticulares, métricos e decamétricos, nas imediações do vale do Rio Pardo. Mostram bandamento composicional difuso ou granulométrico e, às vezes, possuem reliquias de texturas gráficas. A composição é sienogranítica, com termos álcali-graníticos a granodioríticos.

Os granulitos básicos a ultrabásicos são meso a ultramelanocráticos e em geral constituem corpos lenticulares. Aparecem dispersos por quase todo o complexo incluso em unidades para e ortoderivadas, sendo mais freqüentes na porção norte. Exibem granulação média a grossa, estrutura isotrópica a anisotrópica (gnáissica a xistosa) e coloração preta a cinza escuro, com tonalidades esverdeadas. Essas rochas podem ter sofrido processo de migmatização e transicionar para noritos, jotunitos e opdalitos, e são constituídas por diferentes porcentagens de anfibólios, clino e/ou ortopiroxênios e plagioclásio, podendo

também constituir rochas com mais de 93% de ortopiroxênio, ou sem este mineral. Os termos mais básicos chegam a ter olivina como mineral essencial.

Os anfibolitos são meso a melanocráticos, de cor cinza escura a verde escura e constituem corpos pequenos, freqüentemente aparecendo como melanossomas ou restitos. Foram excluídos dos granulitos básicos por não apresentarem ortopiroxênios.

A associação migmatítica ocorre de maneira expressiva na porção meridional e é constituída por gnaisses bandados a homogêneos, infiltrados e assimilados em grau variável por material neossomático. As rochas que constituem o paleossoma são de natureza bastante diversificada (orto e paraderivada) e, localmente exibem feições típicas de anatexia e/ou injeção. O neossoma exibe composição monzogranítica, podendo aparecer domínios sienograníticos, granodioríticos e veios tardios álcali-graníticos.

O conjunto gnáissico/granítico ocorre envolvendo as demais rochas e é representado por gnaisses ocelares de matriz monzogranítica a tonalítica, biotita gnaisses, anfibólio gnaisses, anfibólio-biotita gnaisses, gnaisses alasquíticos e alguns corpos de granitos porfiróides e equigranulares que ocorrem no extremo sul. A composição dessas rochas é sienogranítica a monzogranítica, aparecendo localmente, termos quartzo-sieníticos, álcali-graníticos, granodioríticos e mais raramente tonalíticos. Esses gnaisses e granitóides ocorrem com formas lenticulares, estratóides e irregulares, são homogêneos a bandados, às vezes, laminados, leucocráticos a hololeucocráticos aparecendo raramente termos que merecem o uso de prefixo “mela”. As rochas desse conjunto, aflorante na porção central e sul dessa unidade, foram denominadas de Grupo Pinhal (Wernick & Penalva (1973), Suíte Intrusiva Pinhal (Machado Filho *et al*., 1983), Complexo Pinhal (Campos Neto & Figueiredo (1985) ou Batólito Granitóide Pinhal-Ipuiúna (Haddad, 1995).

3.1. Distribuição das unidades litológicas

Na área de pesquisa foi possível encontrar exposição de rochas em geral na forma de matacões ou blocos e lajedos que na maioria dos casos apresentavam elevado grau de alteração, sendo as porções mais frescas encontradas em blocos individualizados e matacões. Os afloramentos descritos foram preferencialmente

exposições em cortes de estrada, pelo acesso mais fácil e pela qualidade das amostras.

Os litotipos existentes na área são rochas metamórficas de alto grau subdivididas em dois grupos: rochas metassedimentares (quartzitos, biotita gnaisse com granada e biotita muscovita gnaisse e Granulitos (ortoderivadas) classificadas de acordo com o diagrama Q-A-P de Streckeisen em charnockitos, charnockitos e alaskitos, álcali feldspato charnockitos**,** granada gnaisse charnockitos**,** enderbitos e granulitos tonalitos (máficos).

Feição importante presente na área é a Zona de Cisalhamento Varginha localizada na porção nordeste da área, delimitada pelo surgimento de litotipos com a presença de granada na composição mineralógica e aumento do mergulho das foliações.

3.1.1. Rochas Metassedimentares

3.1.1.1. Quartzitos

Tem sua ocorrência nas porções nordeste e sudoeste da área e estão representados por lentes em mapa (anexo) (MAG 13, MAG 44 e MAG 87). Na porção nordeste da área, próximo à Zona de Cisalhamento Varginha, ocorrem como blocos dispersos ou expostos de maneira orientada podendo ser medida a foliação, associados à enderbitos. A sudoeste da área estão representados por quartzitos feldspáticos com presença de níveis de quartzo, intercalados a charnockitos. (Fotos 01, 02, 03 e 04).

Foto 01 – Amostra macroscópica de quartzito foliado disposto em blocos a nordeste da área (MAG 13 – 314879/7655749).

Foto 02 – Blocos compostos por quartzito dispostos de maneira orientada (MAG 87 – 310110/7653686).

Foto 03 – Blocos dispersos de quartzo (MAG 87 – 310110/7653686).

Foto 04 – Quartzito feldspático exibindo estrutura bandada e intercalações de níveis com concentração de quartzo (MAG 44 - 297300/7638047).

3.1.1.2. Biotita Gnaisse com Granada

São encontrados a norte da área nas proximidades da Zona de Cisalhamento Varginha em blocos dispersos na estrada da Fazenda Boa Esperança e nos arredores da Fazenda Capitólio (mapa anexo) (MAG 59 e MAG 62). As rochas encontradas possuem coloração cinza esbranquiçado, granulação fina a média, bandamento bem marcado e presença de intensa deformação (milonitização). Os minerais que compõem a rocha são: quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, biotita, anfibólio e granada (Fotos 05, 06 e 07).

Foto 05 – Amostra do afloramento 59 mostrando bandamento marcado na rocha (MAG 59 – 312316/7658652).

Foto 06 – Afloramento de biotita gnaisse com granada milontizado encontrado na área próximo a ZCV (MAG 62 – 308203/7659046).

Foto 07 – Amostra macroscópica do ponto MAG 62 mostrando forte orientação e deformação na rocha.

3.1.1.3. Biotita Muscovita Gnaisse

Ocorre ao norte da área nas proximidades da Zona de Cisalhamento Varginha em afloramentos na estrada próximo a Fazenda Capitólio, intercalados a granulitos tonalitos (máficos) e granada gnaisse charnockítico com relações de contato não observadas em campo (Mapa em anexo) (MAG 56). Apresentam coloração cinza rosada e exibem grande quantidade de muscovita, sua granulação varia de fina a média e mostram um bandamento bem marcado. Sua mineralogia é composta por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, biotita e muscovita (Fotos 08, 09 e 10).

Foto 08 – Afloramento de biotita muscovita gnaisse encontrado na área próximo a ZCV (MAG 56 – 313970/7656937).

Foto 09 – Biotita muscovita gnaisse exibindo intensa alteração (MAG 56 – 313970/7656937).

Foto 10 – Amostra de mão do ponto MAG 56 mostrando a grande quantidade de muscovita presente na amostra bem como elevado grau de alteração.

3.1.2. Granulitos (ortoderivadas)

3.1.2.1. Charnockitos

Distribuem-se por quase toda a área de pesquisa, mas, com maior ocorrência na região central e sul da área (mapa em anexo) (MAG 01, MAG 02, MAG 17, MAG20, MAG 50, MAG 80 e MAG 81). Ocorrem na sua maioria como blocos individualizados e matacões frequentemente intercaladas a enderbitos e granulitos tonalitos (máficos), em intercalações centimétricas, métricas a decamétricas. Exibem cor que varia de verde escuro a cinza escuro e claro, algumas exibindo tons rosados em função de uma maior quantidade de feldspato potássico. Sua granulação mostra-se variada desde fina à média na maioria, amostras com grãos mais grossos (2mm a 15mm) também são observadas. As amostras com tonalidades mais escuras (cinza esverdeado e cinza escuro) possuem estrutura com leve bandamento sendo que as rochas de tonalidade mais clara (cinza claro e com tons rosados) apresentam bandamento composicional bem marcado, com contatos irregulares. A mineralogia é composta por quartzo, plagioclásio, biotita, feldspato potássico e piroxênios (ortopiroxênio-hiperstênio na maioria e clinopiroxênio-diopsídio) (Fotos 11, 12, 13 e 14).

Foto 11 – Blocos individualizados de charnockitos (MAG 20 - 297435/7656675).

Foto 12 – Amostra macroscópica exibindo bandamento difuso encontrado na área referente ao ponto MAG 20.

Foto 13 – Blocos dispersos de material charnockítico encontrado na área (MAG 22 - 299534/7652881).

Foto 14 – Amostra de mão de charnockito referente ao ponto MAG 22.

3.1.2.2. Charnockitos e Alaskitos

São rochas de aspecto granitóide, caracterizadas pela ausência ou pouca quantidade de máficos. Distribuem-se a sul da área e estão representados por lentes em mapa (anexo) (MAG 34, MAG 38 e MAG 39). Ocorrem intercalados a enderbitos e charnockitos. Podem ser observados em blocos individualizados e matacões que apresentam granulação variada indo de fina a grossa. A coloração é predominantemente rosada em razão da grande quantidade de feldspato potássico, mas, rochas com tons cinza rosado também são encontradas. Possuem textura granítica e apenas em algumas amostras um leve bandamento é observado sendo marcado pelos minerais máficos presentes e por níveis de feldspato potássico com granulação diferentes. São constituídos por quartzo, plagioclásio, biotita, anfibólio,

feldspato potássico e piroxênios (na sua maioria hiperstênio e diopsídio) (Fotos 15, 16, 17, 18, 19 e 20).

Foto 15 – Migmatito mostrando níveis charnockíticos e níveis alaskíticos (MAG 03 - 299488/7642481).

Foto 16 – Amostra macroscópica referente ao ponto MAG 03, apresentando aspecto granitóide.

Foto 17 – Bloco de charnockito e alaskito predominando a composição charnockítica (MAG 39 - 306014/7640875).

Foto 18 – Amostra de mão do ponto MAG 39, exibindo bandamento marcado por minerais máficos.

Foto 19 – Blocos e matacões dispersos de charnockito alaskítico (MAG 46 - 29594/7640162).

Foto 20 – Amostra de mão do ponto MAG 46, a rocha exibe coloração cinza rosada.

3.1.2.3. Álcali Feldspato Charnockito

Ocorre na porção centro oeste da área (rodovia Guaranésia-Monte Santo de Minas) intercalado a charnockitos e enderbitos (mapa em anexo) (MAG 03 e MAG 24). Estão expostos em forma de blocos dispersos, matacões e lajedos, exibem coloração cinza escuro esverdeado, com tons rosados e granulação fina a média. Sua estrutura possui um leve bandamento marcado por quartzo e feldspato alinhados. Mineralogicamente são compostos por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico (predominante), anfibólio, biotita e piroxênios (hiperstênio e diopsídio) (Fotos 21, 22, 23 e 24).

Foto 21 – Álcali feldspato Charnockito exposto em lajedo na área (MAG 24 - 301343/7650031).

Foto 22 – Amostra de mão referente ao ponto MAG 24, exibindo leve bandamento.

Foto 23 – Matacão de Álcali feldspato Charnockito presente na área (MAG 25 - 301683/7649632).

Foto 24 – Amostra macroscópica do ponto MAG 25 mostrando leve orientação.

3.1.2.4. Granada Gnaisse Charnockito

Esses tipos são encontrados a norte da área, nas proximidades da Zona de Cisalhamento Varginha e Fazenda Capitólio, (pontos MAG 57 e MAG 58) em blocos dispersos e ainda em lajedos presentes em cortes de estrada (mapa em anexo). Estão associados à enderbitos, biotita gnaisse com granada, biotita muscovita gnaisse (lentes do Grupo Caconde) e granulito tonalito (máfico) sendo a maioria desses litótipos com presença de cristais de granada característico das rochas próximas à Zona de Cisalhamento Varginha. Apresentam coloração cinza esbranquiçado, granulação fina a média e um leve bandamento marcado pela intensa deformação do plagioclásio e quartzo que formam sigmóides de movimentação destral. A mineralogia é composta por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, biotita, anfibólio, granada e piroxênio (hiperstênio) (Fotos 25, 26, 27 e 28).

Foto 25 – Amostra macroscópica referente ao ponto MAG 57 (312540/7657273).

Foto 26 – Bloco de granada gnaisse charnockito encontrado nas proximidades da ZCV (MAG 58 – 311958/7657995).

Foto 27 – Granada gnaisse chanockito mostrando intensa deformação com presença de sigmóides de movimentação destral (MAG 58 – 311958/7657995).

Foto 28 – Amostra macroscópica mostrando o leve bandamento presente na rocha (MAG 58).

3.1.2.5. Enderbitos

Distribuem-se por toda a área de pesquisa em blocos dispersos e matacões intercalados a charnockitos e granulitos tonalitos (máficos) (mapa em anexo) (MAG 05, MAG 14, MAG 21, MAG 30, MAG 70 e MAG 74). São rochas com cor que varia de cinza escuro esbranquiçado a cinza escuro esverdeado e granulação fina a média. Algumas amostras apresentam aspecto com leve bandamento e outras exibem estruturação bem marcada com bandas máficas e félsicas desenvolvidas (gnaissificação). Compõem-se mineralogicamente por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, biotita, anfibólio, piroxênios (hiperstênio na maioria e diopsídio) e granada nas amostras encontradas nas proximidades da ZCV (Fotos 29, 30, 31, 32, 33 e 34).

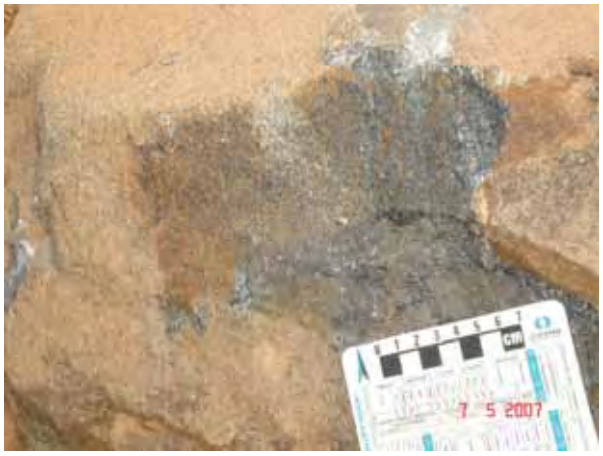


Foto 29 – Enderbito exposto em matacão mostrando aspecto cinza esbranquiçado da rocha. (MAG 05 – 313838/7644715).

Foto 30 – Amostra macroscópica de enderbito exibindo bandamento bem marcado (gnaissificação) (MAG 05).

Foto 31 – Blocos de enderbito dispersos exibindo leve bandamento. (MAG 14 – 298888/7643176).

Foto 32 – Amostra de mão do ponto MAG 14 mostrando coloração mais escura (esverdeada) e leve bandamento.

Foto 33 – Amostra macroscópica de enderbitos exibindo leve bandamento (MAG 21 – 298449/7653049).

Foto 34 – Amostra de mão do ponto MAG 70 encontrado na área (MAG 70 – 304328/7645183).

3.1.2.6. Granulitos Tonalitos (Máficos)

Esses litotipos são classificados no diagrama Q-A-P Streckeisen como rochas de composição enderbítica. Ocorrem nas porções leste e sul da área como blocos de rocha dispersos intercalados a charnockitos e enderbitos (mapa em anexo) (MAG 06, MAG 11 e MAG 41). Possui coloração variando de um cinza escuro esbranquiçado a cinza escuro esverdeado, granulação indo de fina a grossa, mas com predomínio de granulação fina a média. Algumas amostras exibem um leve/fino bandamento marcado pelos minerais félsicos (palgioclásio) enquanto outras se mostram bem estruturadas (gnaissificadas). Sua mineralogia é composta por quartzo, plagioclásio, anfibólio, biotita, piroxênio (hiperstênio e diopsídio) (Fotos 35, 36, 37 e 38). Trata-se de uma associação semelhante aos enderbitos.

Foto 35 – Amostra de mão pertencente ao afloramento 06 exibindo estruturação bem marcada (MAG 06 – 314710/7645874).

Foto 36 – Amostra macroscópica mostrando aspecto mais maciço com um leve bandamento na rocha (MAG 11 – 317877/7650984).

Foto 37 – Blocos dispersos encontrados na área de granulito máfico exibindo coloração acinzentada (MAG 41 – 303148/7638009).

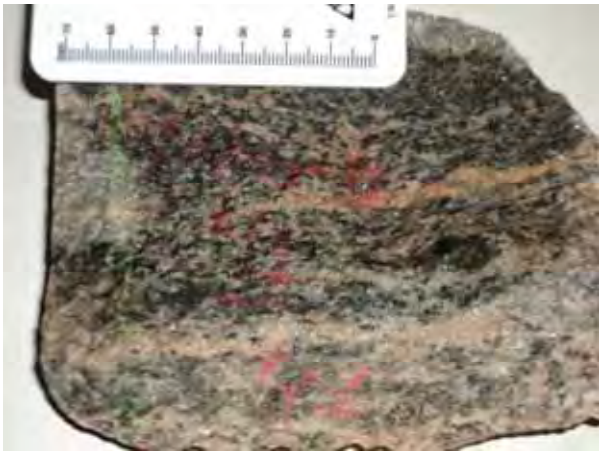


Foto 38 – Amostra de mão do ponto MAG 41 mostrando bandamento bem marcado (gnaissificação).

Esses litotipos podem ainda ser encontrados como lentes nas proximidades da Zona de Cisalhamento Varginha (mapa em anexo) (MAG 54, MAG 55 e MAG 60). Ocorrem em blocos dispersos e lajedos, além de cortes de estrada exibindo coloração cinza esverdeada a esbranquiçada com pontos avermelhados em decorrência da presença da granada, granulação fina a média e um leve bandamento marcado. Mineralogicamente são compostos por quartzo, plagioclásio, anfibólio, biotita, piroxênio (hiperstênio e diopsídio) e granada (Fotos 39, 40, 41, 42, 43 e 44).

Foto 39 – Lajedo de granulito máfico encontrado na área nas proximidades da ZCV (MAG 54 – 314313/7656389).

Foto 40 – Amostra de mão parcialmente alterada do ponto MAG 54 mostrando bandamento marcado pelos minerais quartzo-feldspáticos e granada.

Foto 41 – Blocos dispersos de granulito máfico presentes na área próxima a ZCV (MAG 55 – 314286/7656745).

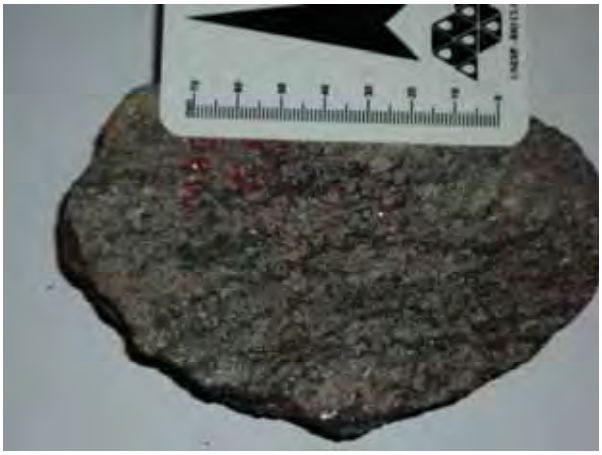


Foto 42 – Amostra macroscópica do ponto MAG 55 mostrando aspecto mais maciço e grande quantidade de granada.

Foto 43 – Blocos dispersos de granulito máfico encontrado nas proximidades da ZCV (MAG 60 – 310885/7658237).

Foto 44 – Amostra macroscópica do ponto MAG 60 mostrando um leve bandamento na rocha.

4. PETROGRAFIA

As análises petrográficas foram realizadas em 31 (trinta e uma) seções delgadas dos litotipos presentes na área de estudo dentre eles estão: biotita gnaisse com granada, biotita muscovita gnaisse, charnockitos, charnockitos e alaskitos, álcali feldspato charnockitos, granada gnaisse charnockitos, enderbitos e granulitos tonalitos (máficos).

4.1. Rochas Metassedimentares

4.1.1. Quartzitos

Esses tipos litológicos não foram analisados petrograficamente pela pouca expressividade na área de pesquisa, além de não constituírem objeto de estudo específico da mesma.

4.1.2. Biotita Gnaisse com Granada

Esse litotipo tem na sua composição mineralógica granada nas rochas que ocorrem apenas nas proximidades da Zona de Cisalhamento Varginha e exibem intensa deformação chegando à milonitização (MAG 62). Possuem textura poiquiloblástica com uma matriz deformada, orientação dos minerais de biotita, anfibólio e quartzo principalmente. Mineralogicamente são compostos por: MAG 59 – quartzo (15 a 20%), plagioclásio (5 a 7%), feldspato potássico (20 a 25%), biotita (10 a 15%), anfibólio (10 a 15%), granada (7 a 10%) e acessórios (3 a 5%); MAG 62 – biotita (20 a 25%), granada (10 a 15%), feldspato potássico (7 a 10%), plagioclásio (10 a 15%), quartzo (25 a 30%) e acessórios (3 a 5%) (Fotomicrografias 01, 02, 03, 04, 05 e 06).

O quartzo ocorre em cristais anedrais com intensa deformação "*ribbons*" e em pequenos grãos recristalizados com extinção ondulante, inclusos na granada.

O plagioclásio apresenta-se subeuedral com contatos irregulares. Exibe geminação polissintética. Antipertitas e mirmequitas são observadas.

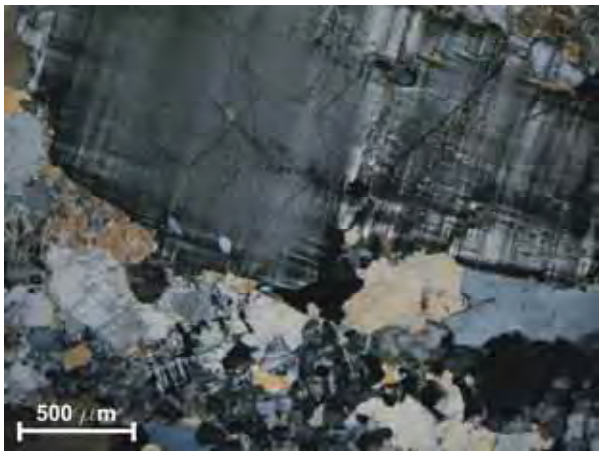
Feldspato potássico representado por microclínio subeuedral ocorre em grãos corroídos exibindo geminação albita-periclina, além da presença de pertitas e antipertitas.

A biotita observada possui cristais tabulares com coloração que varia de acastanhada a vermelhada, exibindo orientação e associada ao anfibólio, ou ainda como inclusões.

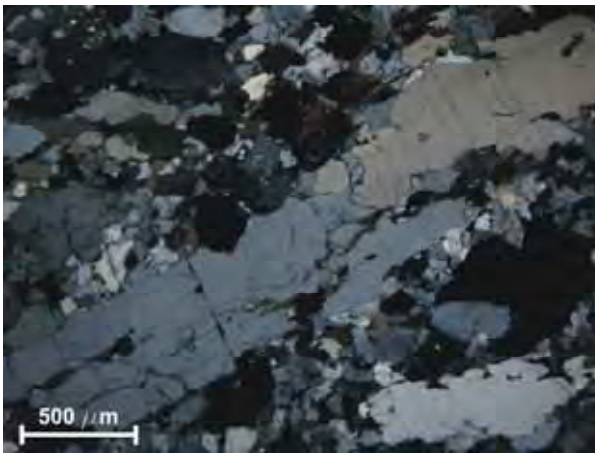
O anfibólio é observado na amostra MAG 59 e é representado pela hornblenda em cristais orientados e deformados de cor verde escuro a amarronzado. Está associado à biotita e granada em reações onde a biotita é substituída pela hornblenda nas clivagens e bordas. Na granada a presença de hornblenda se dá como inclusão.

Os grãos de granada apresentam-se subeuedrais em porfiroblastos e pequenos grãos arredondados de cor rosada. Os maiores exibem textura em peneira com grande quantidade de inclusões e fraturas preenchidas por material secundário oxidado.

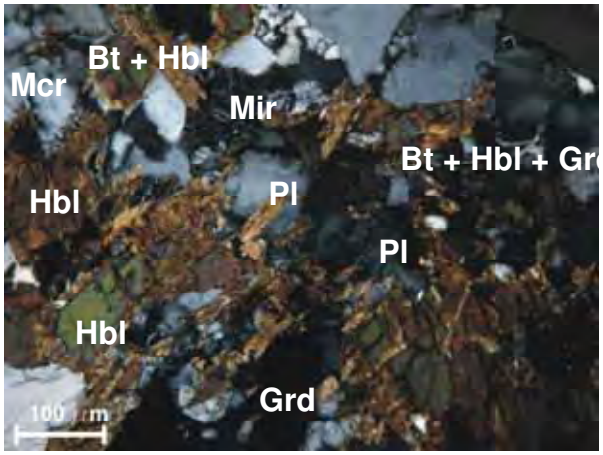
Os minerais acessórios encontrados são apatita bem formadas, minerais opacos (magnetita/ilmenita), rutilo e zircão além de clinozoizita inclusa no microclínio.



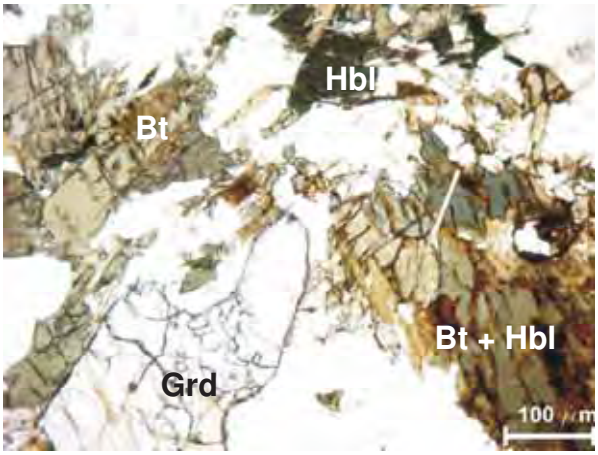
Fotomicrografia 01 – Aspecto da textura exibindo porfiroclasto de microclínio e matriz quartzo feldspática com granada (Nicol cruzado - MAG 59).



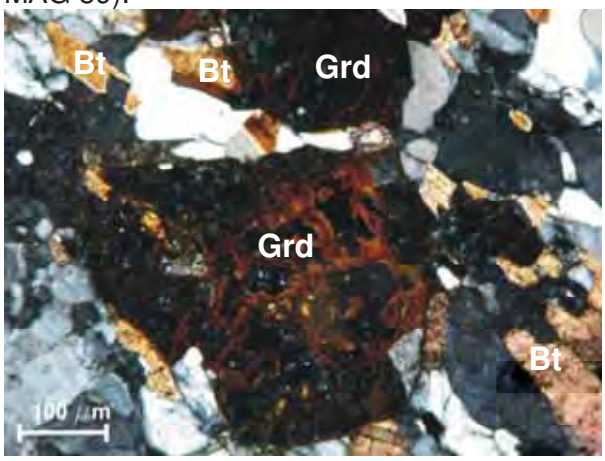
Fotomicrografia 02 – Textura exibindo deformação de granada, quartzo (*ribbon*) e feldspato potássico (Nicol cruzado - MAG 62).



Fotomicrografia 03 – Reações envolvendo granada, biotita, opacos e anfibólio circundados por quartzo, plagioclásio, microclínio e mirmequitas (Nicol cruzado - MAG 59).



Fotomicrografia 04 – Associação de granada, biotita e hornblenda (Luz natural - MAG 59).



Fotomicrografia 05 – Cristais de granada preenchidas por óxido de ferro (goethita) com biotita associada (Nicol cruzado - MAG 62).

Fotomicrografia 06 – Granada exibindo fraturas preenchidas por óxido de ferro em associação com biotita (Nicol cruzado - MAG 62).

4.1.3. Biotita Muscovita Gnaisse

Ocorre intercalados a granulitos tonalitos (máficos) e granada gnaisse charnockíticos nas proximidades da Zona de Cisalhamento Varginha. Exibem estruturação marcada pela orientação da biotita e da muscovita e exibem em lâmina petrográfica textura granolepdoblástica. Sua composição mineralógica inclui: quartzo (10 a 15%), plagioclásio (25 a 30%), feldspato potássico (35 a 40%), biotita (3 a 5%), muscovita (3 a 7%) e acessórios (1 a 3%) (Fotomicrografias 07, 08, 09 e 10).

O quartzo apresenta-se em grãos anedrais com tamanhos variados, os maiores ocorrem com intensa deformação "*ribbons*". Cristais menores são observados recristalizados e exibindo extinção ondulante.

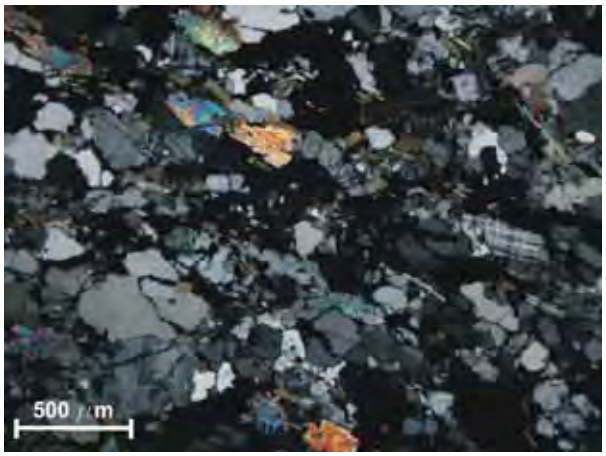
O plagioclásio encontra-se subeuedral com contatos variando de retos a irregulares, fraturados e exibindo geminação polissintética.

Feldspato potássico é representado pelo microclínio subeuedral com elevado grau de alteração exibindo geminação albita-periclina.

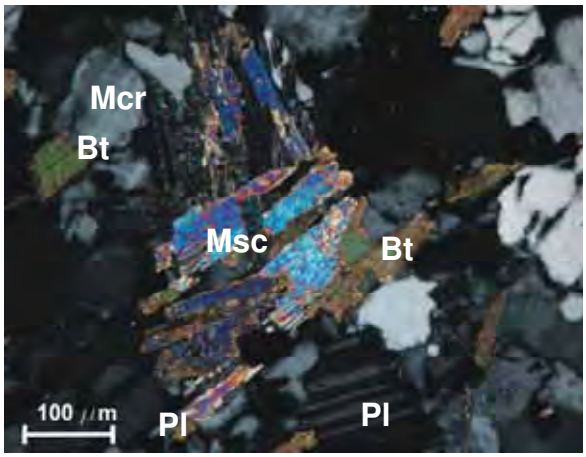
A biotita apresenta grãos orientados em conjunto com a muscovita. Exibe coloração acastanhada a avermelhada.

A muscovita encontra-se orientada e associada com biotita, feldspato potássico e quartzo.

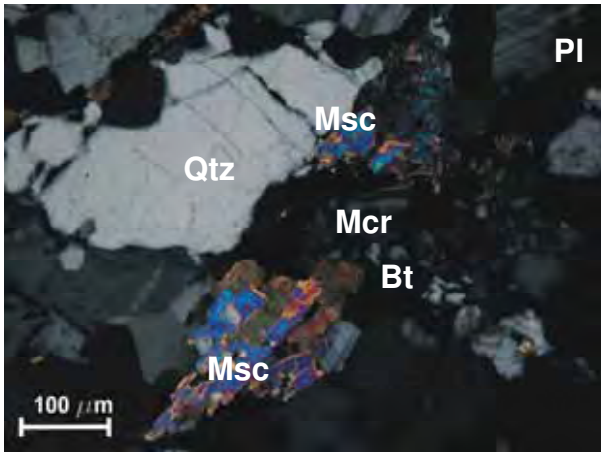
Os minerais acessórios presentes são principalmente traços de minerais opacos (magnetita/ilmenita) e apatita.



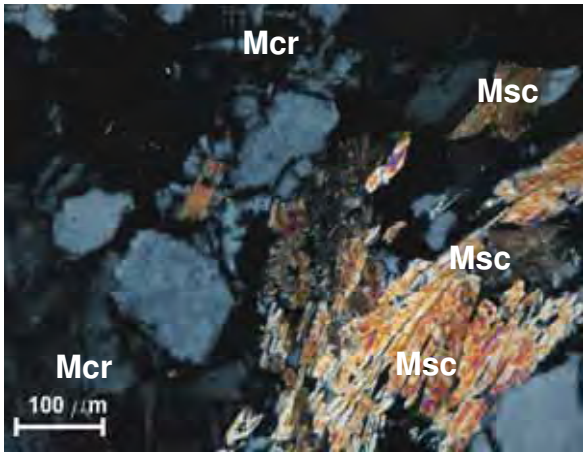
Fotomicrografia 07 – Textura granolepdoblástica marcada por biotita, muscovita e feldspato potássico (Nicol cruzado - MAG 56).



Fotomicrografia 08 – Cristais de biotita associados à muscovita, plagioclásio e quartzo (Nicol cruzado - MAG 56).



Fotomicrografia 09 – Matriz quartzo feldspática com muscovita em associação com biotita (Nicol cruzado - MAG 56).



Fotomicrografia 10 – Cristal de muscovita circundado por microclínio e quartzo (Nicol cruzado - MAG 56).

4.2. Granulitos (Ortoderivadas)

4.2.1 Charnockitos

Os charnockitos encontrados na área podem ser divididos em dois grupos, os que possuem um bandamento composicional bem marcado (gnaisses), que em geral possuem coloração mais clara e os charnockitos com um leve bandamento composicional, apresentando uma leve orientação, esses exibem coloração mais escura (cinza esverdeado a cinza escuro). Utilizando o diagrama Q-A-P (Streckeisen 1976) as amostras foram classificadas em charnockitos plotando a moda de cada amostra (Figura 07).

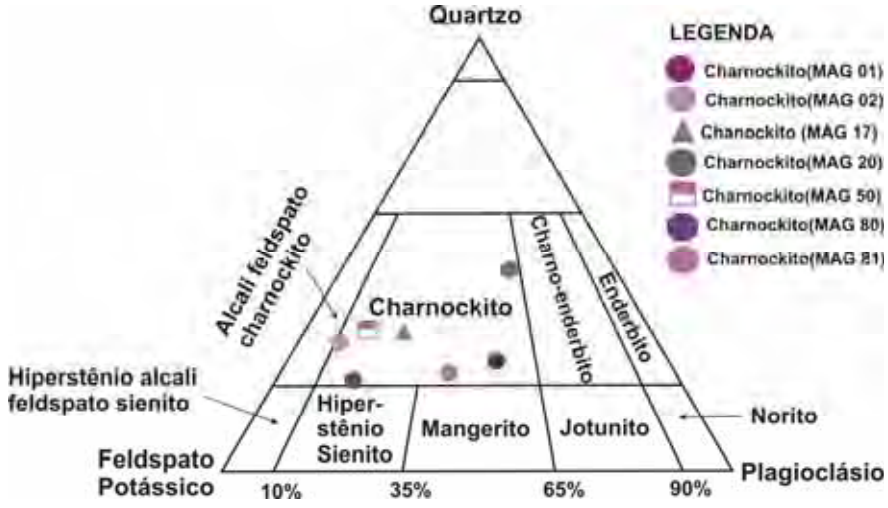


Figura 07 – Diagrama Q-A-P (Streckeisen 1976) das amostras charnockíticas.

Os charnockitos com bandamento gnáissico mais marcante apresentam granulação média, textura em geral granoblástica inequigranular exibindo intensa deformação principalmente do quartzo (*ribbon* – flaser) e são compostos por biotita (1 a 3%), anfibólio (3 a 5%), ortopiroxênio (5 a 7%), feldspato potássico (30 a 35%), plagioclásio (10 a 15%), quartzo (20 a 25%) e acessórios (1 a 3%) (Fotomicrografias 11, 12, 13, 14, 15 e 16).

A biotita apresenta-se subeuedral com coloração acastanhada e alguns grãos exibindo coloração avermelhada, ocorrem associados ao anfibólio.

O anfibólio presente é a hornblenda que exibe grãos prismáticos subeuedrais de coloração verde oliva, associados à biotita e ortopiroxênio.

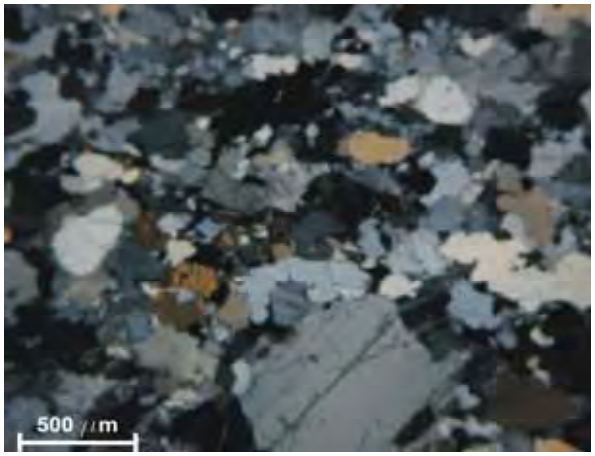
O hiperstênio apresenta-se subeuedral, com contatos irregulares. Encontram-se associados com quartzo, plagioclásio, opaco e hornblenda.

Pertitas ocorrem associadas com quartzo e plagioclásio. Alguns cristais apresentam geminação em grade. Mirmequitas também são observadas. As pertitas exibem formato do tipo agulha, chegando a formar mesopertitas na rocha.

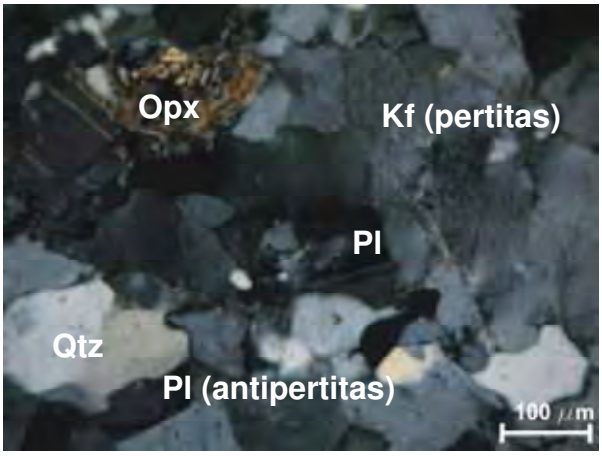
O plagioclásio é subeuedral com contatos variando de reto a irregulares, fraturados e exibe geminação do tipo polissintética segundo a lei da albita. Observa-se ainda a presença desses cristais em antipertitas.

O quartzo apresenta-se em cristais anedrais de tamanhos pequenos recristalizados formando uma matriz em conjunto com plagioclásio. Exibem extinção ondulante além de elevada quantidade de mirmequitas que indica reação entre feldspatos, com abaixamento da temperatura.

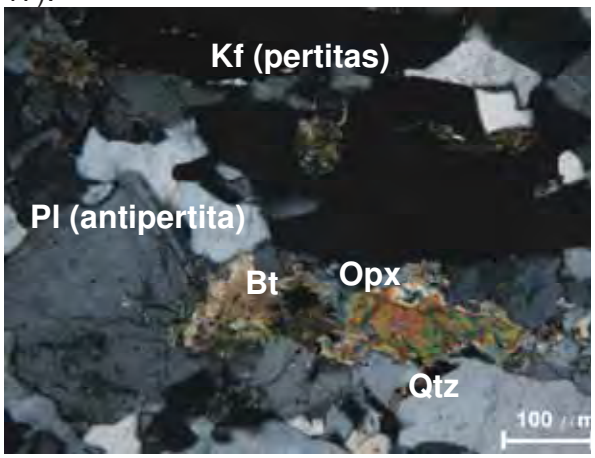
Como minerais acessórios têm-se opacos (magnetita/ilmenita) em grande quantidade, apatita, zircão e clorita que ocorrem como inclusões em plagioclásio e feldspato potássico.



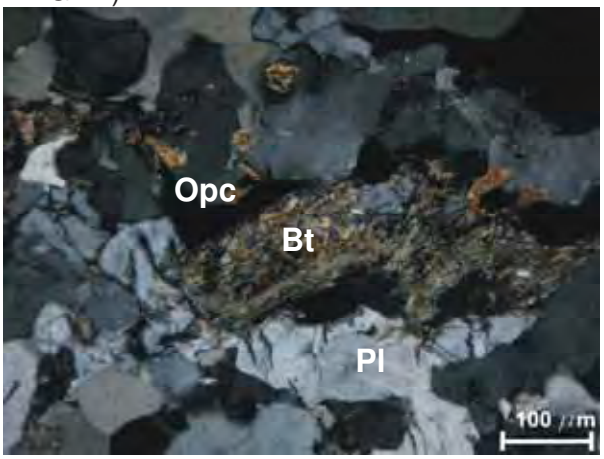
Fotomicrografia 11 – Textura granoblástica inequigranular exibindo deformação do quartzo e feldspato (Nicol cruzado - MAG 17).



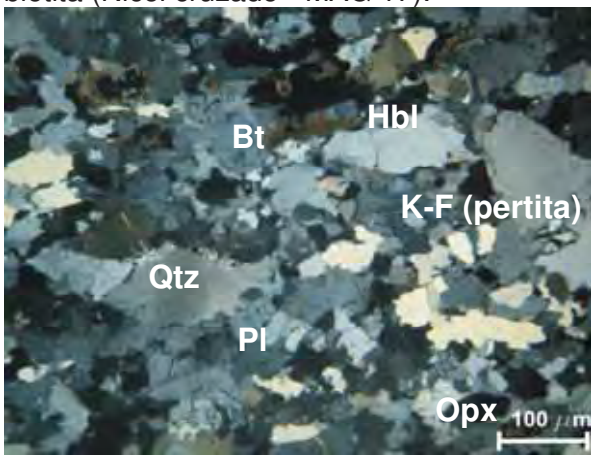
Fotomicrografia 12 – Porfiroblastos de pertitas com ortopiroxênio e antipertitas (plagioclásio) associados (Nicol cruzado - MAG 17).



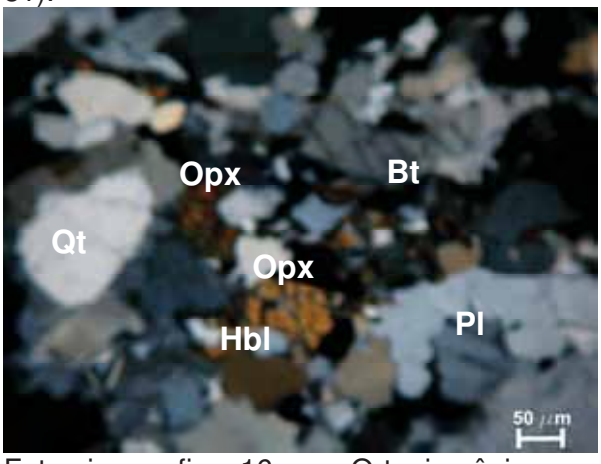
Fotomicrografia 13 – Associação de plagioclásio (antipertita), feldspato potássico (pertita), quartzo, ortopiroxênio e biotita (Nicol cruzado - MAG 17).



Fotomicrografia 14 – Cristais de ortopiroxênio em associação com opacos, plagioclásio e quartzo (Nicol cruzado - MAG 81).



Fotomicrografia 15 – Cristais de plagioclásio, pertita, hornblenda, ortopiroxênio e biotita em associação (Nicol cruzado - MAG 81).



Fotomicrografia 16 – Ortopiroxênio em associação com hornblenda marrom, opaco, plagioclásio e biotita (Nicol cruzado - MAG 17).

As rochas charnockíticas com leve bandamento composicional possuem uma granulação mais fina, textura granoblástica inequigranular com deformação do quartzo, anfibólio e piroxênio principalmente. Sua mineralogia é composta por quartzo (15 a 20%), plagioclásio (7 a 12%), feldspato potássico (40 a 45%), anfibólio (7 a 10%), ortopiroxênio (5 a 7%), clinopiroxênio (1 a 3%) e acessórios (1 a 3%) (Fotomicrografias 17, 18, 19, 20, 21 e 22).

Os grãos de quartzo são anedrais, fraturados e com elevado grau de deformação (*ribbons* - *flaser*) se agrupando em bandas deformacionais. Observa-se ainda cristais de tamanhos menores que se mostram recristalizados e exibem extinção ondulante.

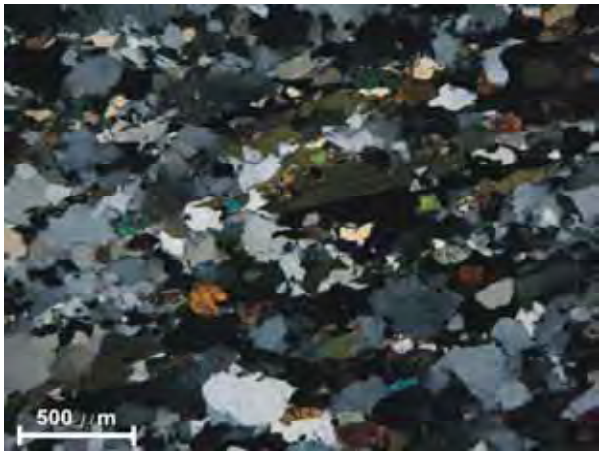
O plagioclásio apresenta-se como cristais subeuedrais com contatos retos a irregulares, exibindo geminação polissintética, sendo observados a presença de antipertitas e mirmequitas.

O feldspato potássico presente ocorre em porfiroblastos subeuedrais, apresentando-se como pertitas em associação com cristais de quartzo menores formando uma matriz quartzo-feldspática.

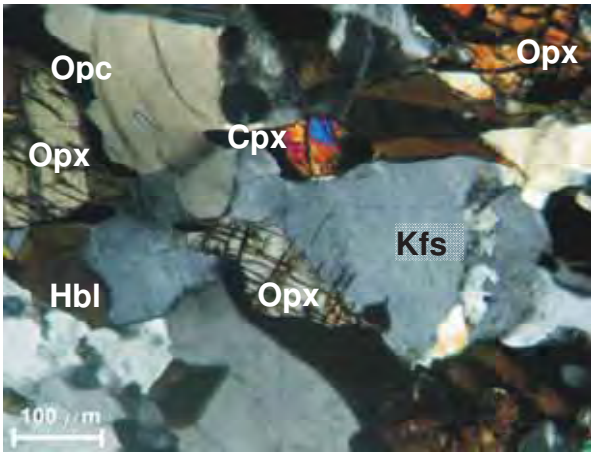
O anfibólio presente nessas rochas exibe coloração verde oliva a acastanhado e forte deformação. Encontram-se associados ao ortopiroxênio e clinopiroxênio. Por vezes o ortopiroxênio aparece substituído pela hornblenda.

Ortopiroxênio e clinopiroxênio também são observados em associação. O ortopiroxênio é representado por grãos subeuedrais com contatos retos a irregulares, coloração acastanhada a rosada associados com hornblenda e por vezes sendo substituído pelas mesmas. O clinopiroxênio presente ocorre em geral associado com hornblenda, ortopiroxênio e opacos.

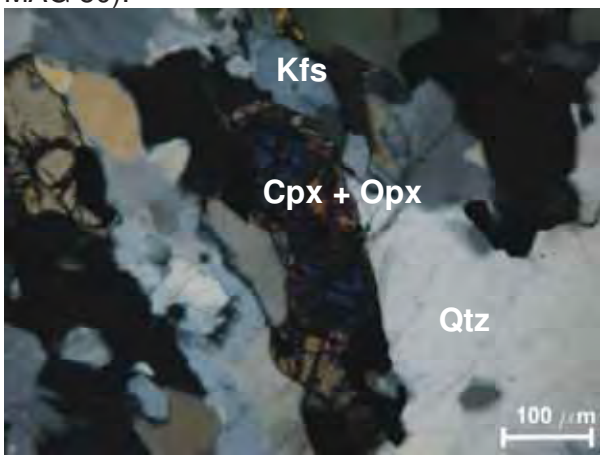
Minerais acessórios estão representados por opacos (magnetita/ilmenita) em geral presente em associação com hornblenda, hiperstênio e clinopiroxênio. Apatita e zircão bem formados encontram-se presentes como inclusões em plagioclásio, feldspato potássico, hornblenda e piroxênios (ortopiroxênio e clinopiroxênio).



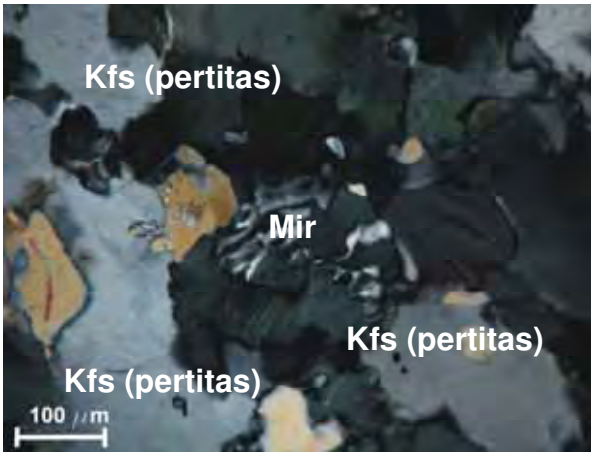
Fotomicrografia 17 – Textura granoblástica inequigranular mostrando a intensa deformação dos minerais (Nicol cruzado - MAG 50).



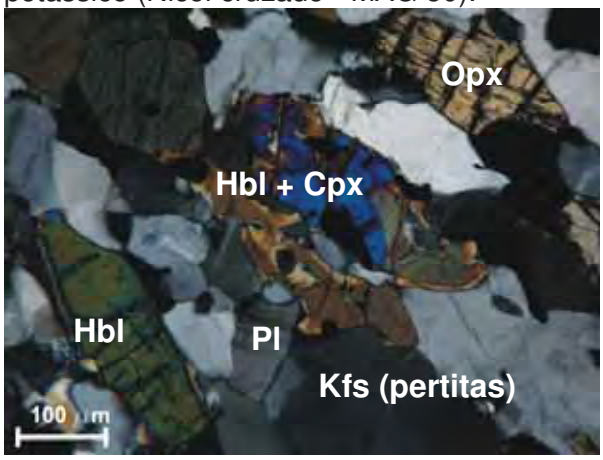
Fotomicrografia 18 – Cristal de ortopiroxênio associado à hornblenda e clinopiroxênio (Nicol cruzado - MAG 50).



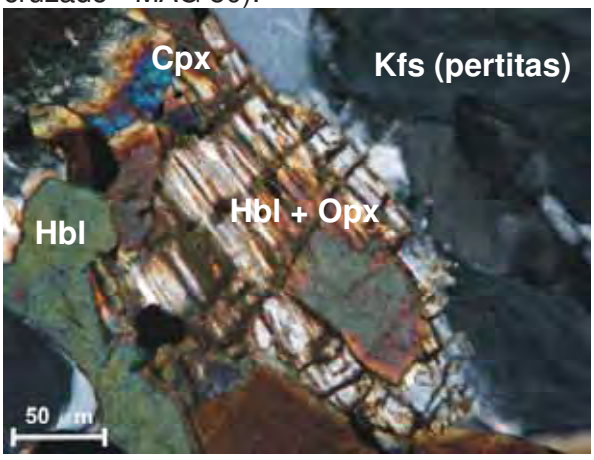
Fotomicrografia 19 – Cristal de ortopiroxênio associado com clinopiroxênio e feldspato potássico (Nicol cruzado - MAG 50).



Fotomicrografia 20 – Pertitas e mirmequitas observadas em lâmina (Nicol cruzado - MAG 50).



Fotomicrografia 21 – Associação envolvendo hornblenda, ortopiroxênio, feldspato potássico (pertita), plagioclásio e clinopiroxênio (Nicol cruzado - MAG 50).



Fotomicrografia 22 – Megacristal de ortopiroxênio em associação com hornblenda, feldspato potássico (pertita) e clinopiroxênio (Nicol cruzado – MAG 50).

4.2.2. Charnockitos e Alaskitos

Os charnockitos e alaskíticos são assim denominados pelo aspecto granitóide, pouca quantidade de minerais máficos e elevada quantidade de feldspato potássico que confere a rocha coloração rosada. Possuem textura granoblástica inequigranular com porfiroclastos exibindo deformação principalmente do quartzo (*flaser*). São compostos mineralogicamente por: quartzo (30 a 35%), plagioclásio (3 a 7%), feldspato potássico (pertitas) (45 a 48%), biotita (1 a 3%), anfibólio (2 a 3 %), ortopiroxênio (1 a 2%) e acessórios (1 a 2%) (Fotomicrografias 23, 24, 25 e 26). A classificação das amostras classificadas como charnockito e alaskitos foram feitas no diagrama Q-A-P (Streckeisen 1976) (Figura 08).

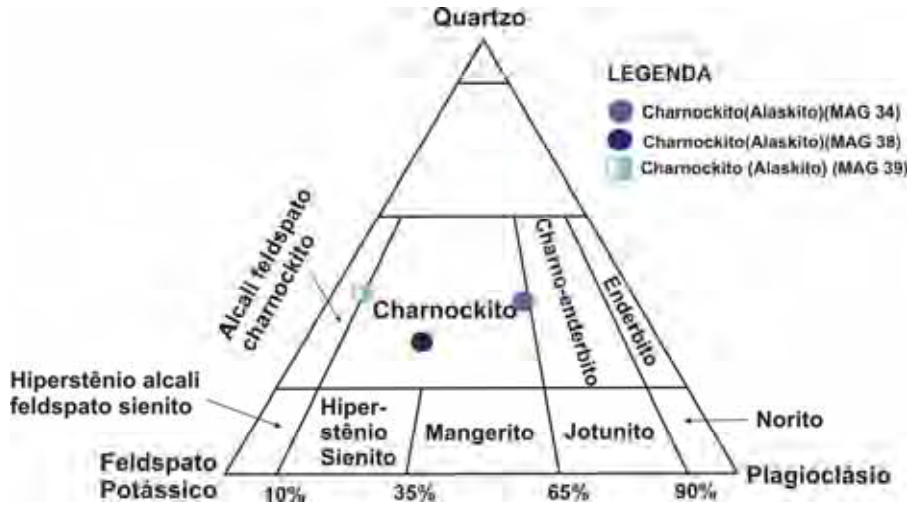


Figura 08 – Classificação no diagrama Q-A-P (Streckeisen 1976) das amostras charnockitos e alaskitos.

O quartzo apresenta-se anedral e com tamanhos variados (em torno de 10mm), os que possuem tamanhos menores encontram-se recristalizados e com extinção ondulante formando uma matriz com plagioclásio e feldspato potássico (pertitas) em torno dos cristais de pertita maiores (porfiroblastos) deformados.

Os grãos de plagioclásio ocorrem subeuedrais, deformados exibindo geminação polissintética, além da presença de antipertitas e mirmequitas.

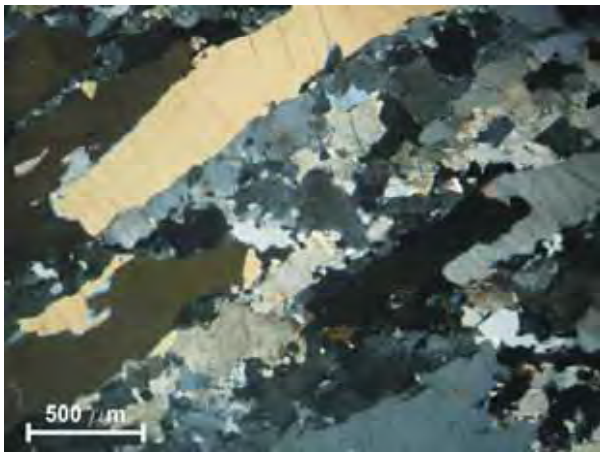
Pertitas ocorrem em porfiroblastos subeuedrais deformados circundados por quartzo e plagioclásio.

A biotita apresenta-se subeuedral e de coloração acastanhada e por vezes avermelhada. Encontra-se em associação com hornblenda, podendo ser observadas como restos nas bordas e fraturas hornblenda.

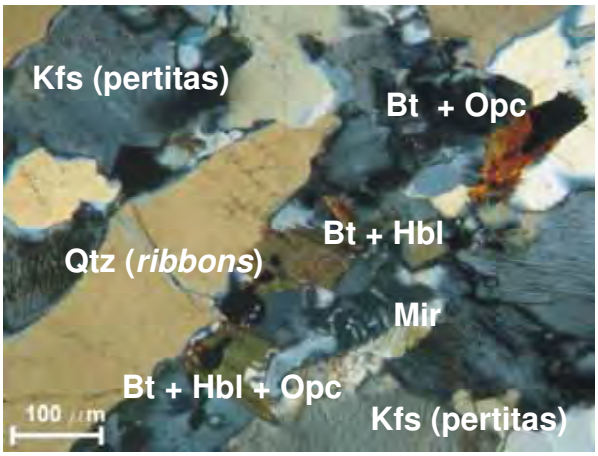
O anfibólio presente é hornblenda de cor amarronzada e ocorre em porfiroblastos associados à biotita e ortopiroxênio. Por vezes a relação da hornblenda com a biotita se dá através da presença de restos de biotita nas fraturas e bordas da hornblenda em reações de substituição.

O ortopiroxênio observado nas lâminas é o hiperstênio e ocorre em prismas subeuedrais associados à hornblenda, biotita e pertitas.

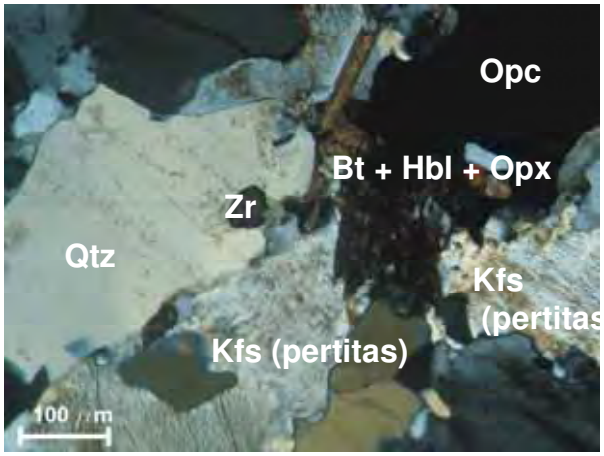
Os acessórios são representados por cristais de zircão e apatita além de cristais opacos (magnetita/ilmenita). Zircão e apatita exibem cristais bem formados e são observados principalmente como inclusões em feldspato potássico, plagioclásio e quartzo.



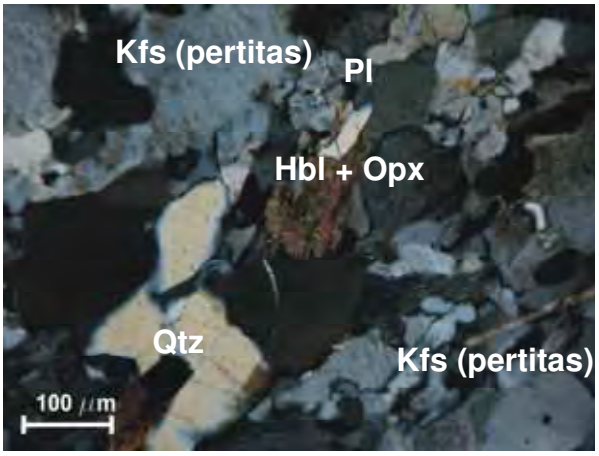
Fotomicrografia 23 – Textura granoblástica inequigranular com (*ribbons)* de quartzo e pertitas (Nicol cruzado - MAG 39).



Fotomicrografia 24 – Biotita e hornblenda em associação com pertitas, mirmequitas e opacos (Nicol cruzado - MAG 39).



Fotomicrografia 25 – Biotita, hornblenda e ortopiroxênio associados com pertitas quartzo e zircão (Nicol cruzado - MAG 39).



Fotomicrografia 26 – Quartzo (*ribbons*), pertitas, plagioclásio e ortopiroxênio e hornblenda (Nicol cruzado - MAG 39).

4.2.3. Álcali Feldspato Charnockito

A análise petrográfica mostra que se trata de uma rocha com textura granoblástica inequigranular, granulação fina e leve orientação marcada pelos cristais de biotita, quartzo, ortopiroxênio e anfibólio. Texturas de exsolução como pertitas e mirmequitas são comuns. Mineralogicamente são constituídos por: quartzo (10 a 15%), feldspato potássico (pertitas) (50 a 55%), ortopiroxênio (5 a 7%), anfibólio (5 a 8%), clinopiroxênio (1 a 5%), plagioclásio (3 a 7%) e acessórios (1 a 3%) (Fotomicrografias 27, 28, 29, 30, 31 e 32). A moda QAP das amostras foram plotadas no diagrama Q-A-P (Streckeisen 1976) (Figura 09).

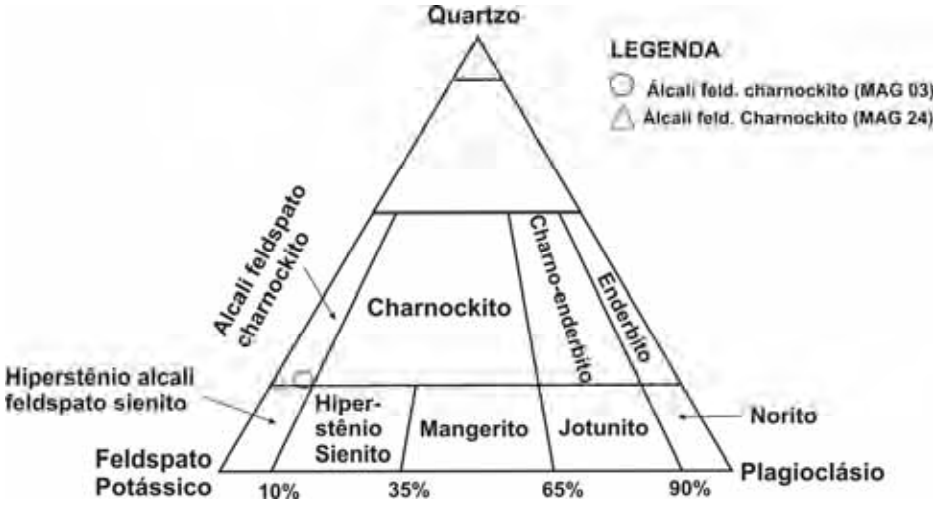


Figura 09 – Classificação normativa no diagrama Q-A-P (Streckeisen 1976) das amostras de álcali feldspato charnockito.

Quartzo ocorre em grãos anedrais e alguns deles exibem forte deformação "*ribbons*"; por vezes exibem pequenos grãos recristalizados e com extinção ondulante.

As pertitas apresentam-se subeuedrais chegando a mesopertitas que compõe grande parte da composição modal da rocha. Exibe cristais estirados e bastante fraturados, em geral associados à hornblenda, ortopiroxênio e clinopiroxênio. Mirmequitas também são comuns e ocorrem em quantidade significativa na rocha.

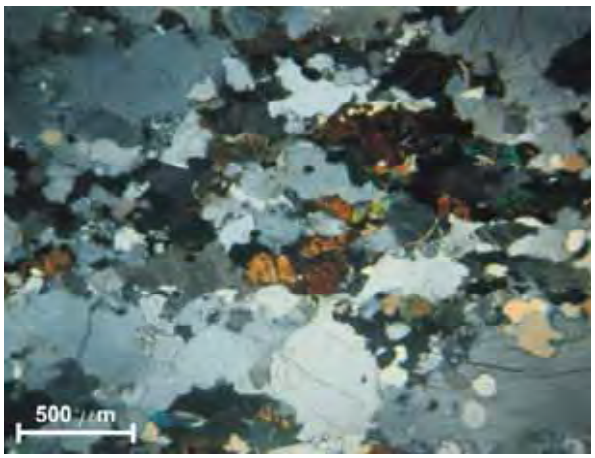
Plagioclásio ocorre em grãos subeuedrais e em geral estão associados ao feldspato potássico em antipertitas além de mirmequitas.

Ortopiroxênios estão representados pelo hiperstênio e apresentam-se em cristais anedrais, fraturados com preenchimento por óxido de ferro, corroídos, sendo observados associados à hornblenda, pertitas e clinopiroxênio.

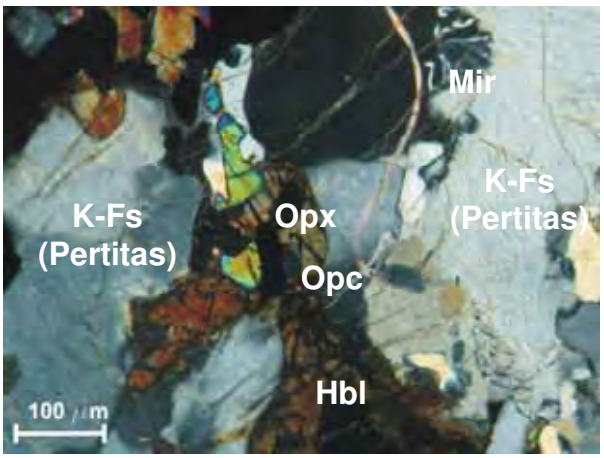
O anfibólio encontrado nessas rochas é a hornblenda que exibe grãos anedrais com coloração variando de verde oliva a amarronzado. São observados associados ao hiperstênio e pertitas.

O clinopiroxênio presente possui grãos anedrais e coloração esverdeada. Encontra-se associado ao ortopiroxênio, pertitas, opacos e hornblenda.

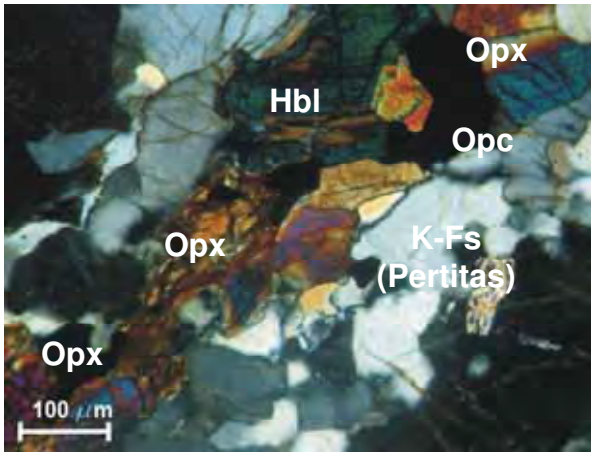
Os minerais acessórios encontrados são principalmente cristais de apatita bem formada com algumas deformadas e ocorrendo como inclusões e zircão também encontrados como inclusões em feldspato potássico (pertitas) e ortopiroxênio.



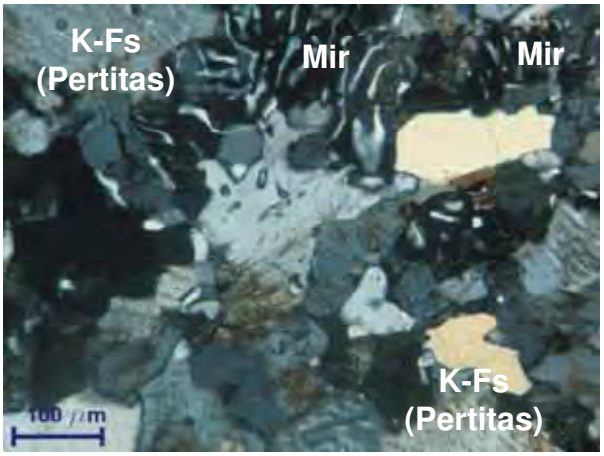
Fotomicrografia 27 – Textura granoblástica inequigranular com quartzo e pertitas deformadas (Nicol cruzado - MAG 24).



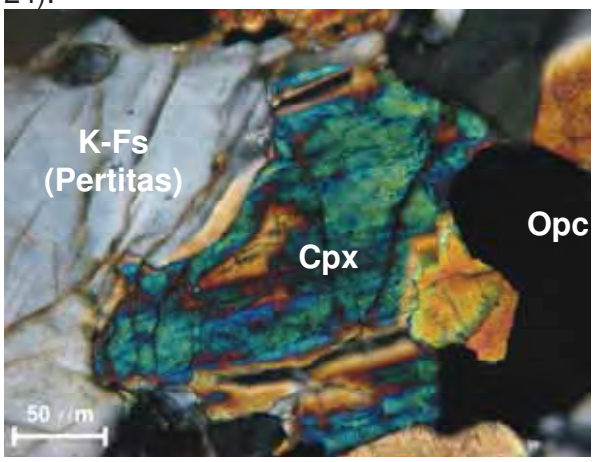
Fotomicrografia 28 – Associação hornblenda, ortopiroxênio, opacos com pertitas e mirmequitas (Nicol cruzado - MAG 24).



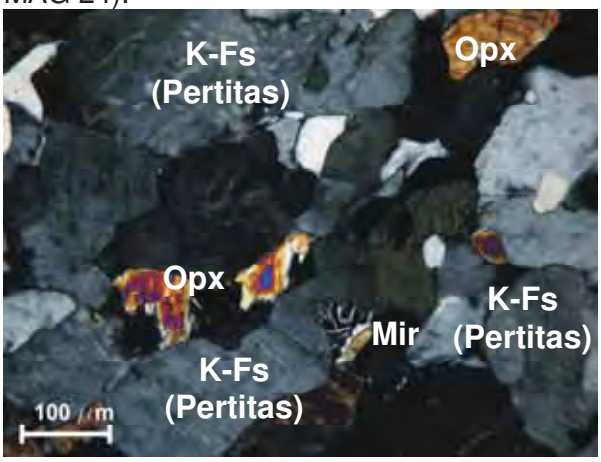
Fotomicrografia 29 – Ortopiroxênio em associação com clinopiroxênio, anfibólio e feldspato potássico (Nicol cruzado - MAG 24).



Fotomicrografia 30 – Pertitas e antipertitas evidenciando texturas de exsolução com mirmequitas associadas (Nicol cruzado - MAG 24).



Fotomicrografia 31 – associação de clinopiroxênio, pertitas e opacos (Nicol cruzado - MAG 24).



Fotomicrografia 32 – Ortopiroxênio circundado por pertitas e mirmequitas (Nicol cruzado - MAG 24).

4.2.4. Granada Gnaisse Charnockito

Esses litotipos ocorrem nas proximidades da Zona de Cisalhamento Varginha e exibem em lâmina uma estruturação marcada pela deformação do quartzo, biotita e anfibólio que circundam cristais de granada. Exibem textura granoblástica (poiquiloblástica). É composto mineralogicamente por quartzo (20 a 25%), plagioclásio (15 a 20%), feldspato potássico (25 a 28%), biotita (3 a 7%), anfibólio (5 a 7%), granada (5 a 7%), ortopiroxênio (2 a 3%) e acessórios (1 a 3%) (Fotomicrografias 33, 34, 35, 36, 37 e 38). A moda Q-A-P plotada no diagrama de Streckeisen, 1976, classifica a amostra como charnockito que acrescido da presença de granada e orientação dos minerais tem como classificação final granada gnaisse charnockito (Figura 10).

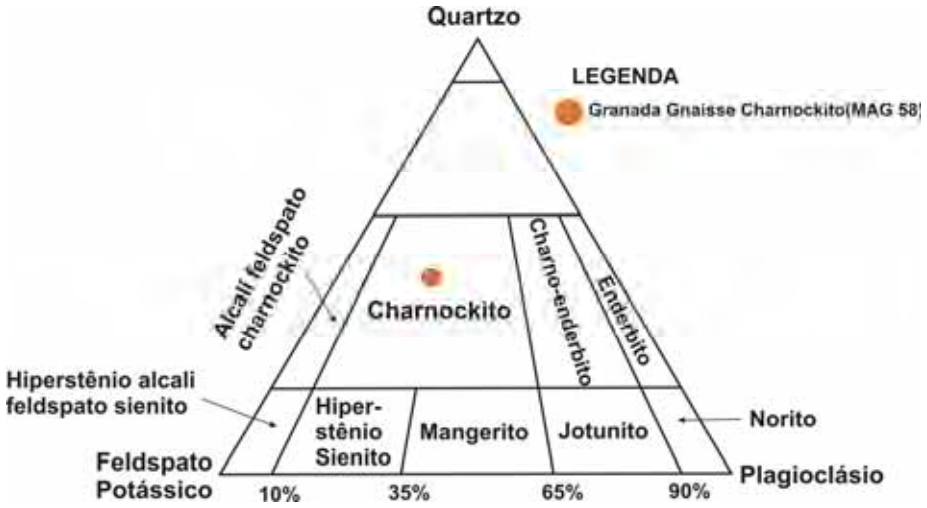


Figura 10 – Diagrama Q-A-P (Streckeisen 1976**)** para o granada gnaisse charnockito.

Os grãos de quartzo encontram-se anedrais e exibem grande variação em tamanho, os cristais de maior porte (em torno de 8mm) exibem deformação (*ribbons*) e extinção ondulante, os minerais menores recristalizados ocorrem em associação com plagioclásio e feldspato potássico (pertitas) formando uma matriz mais fina.

O plagioclásio ocorre em grãos subeuedrais, fraturados, associados ao quartzo e feldspato potássico (pertitas) formando uma matriz mais fina. Exibem geminação polissintética. Antipertitas também podem ser encontradas em porfiroblastos.

A pertita apresenta-se em grãos subeuedrais e exibem microclínio incluso, sendo assim sua hospedeira. O microclínio encontra-se em grãos menores que as pertitas e exibe geminação em grade. As pertitas são comuns e ocorrem em tamanhos maiores (porfiroblastos) exibindo manchas ou agulhas.

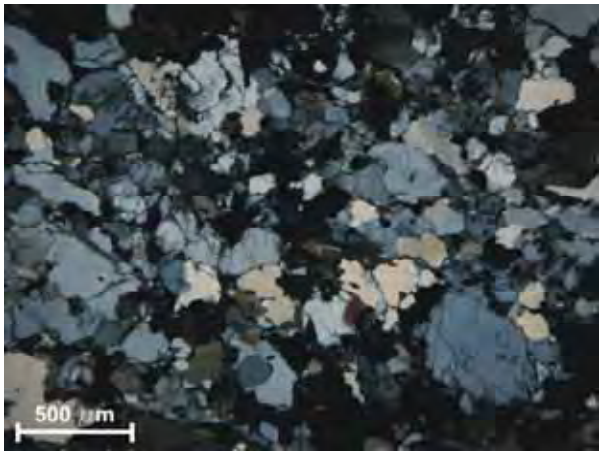
A biotita é encontrada em grãos subeuedrais com cores variando de acastanhado a avermelhado. Em geral é observada em associação com a hornblenda e granada.

A hornblenda presente exibe cristais subeuedrais de coloração variada indo de verde oliva a amarronzada. Ocorrem associadas com biotita, granada e ortopiroxênio. Suas fraturas exibem preenchimento por óxido de ferro. Pequenos cristais arredondados de granada inclusos no interior da hornblenda são comuns.

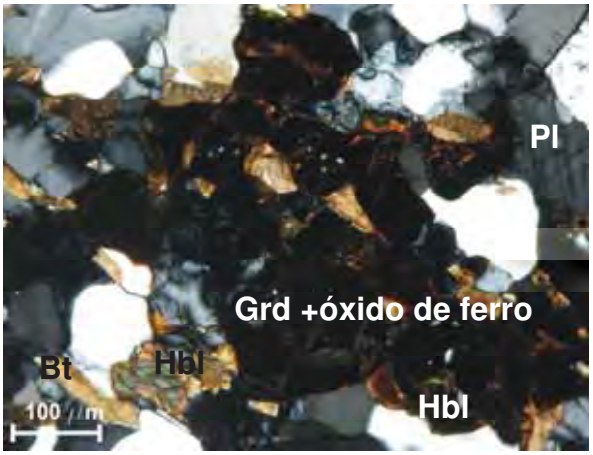
O ortopiroxênio ocorre em pequena quantidade e exibe cristais alterados e corroídos, pode ser observado em associação com hornblenda e biotita.

A granada exibe grãos subarredondados com tamanhos variados indo de poiquiloblastos a pequenos cristais, que no geral encontram-se fraturados e com preenchimento por óxido de ferro, além de grande quantidade de inclusões de quartzo e hornblenda.

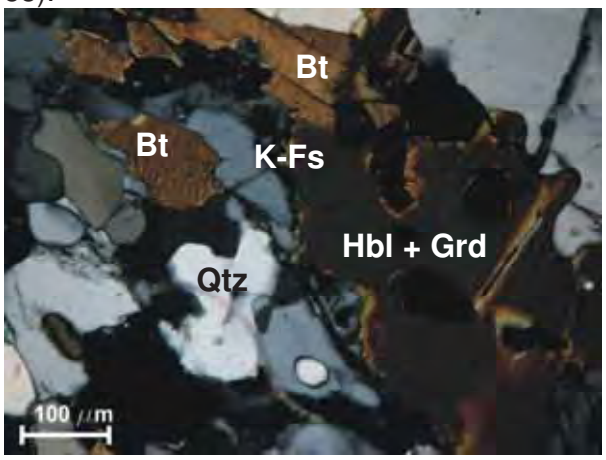
Os acessórios presentes na rocha são representados principalmente por minerais opacos (magnetita/ilmenita), inclusões de apatita e zircão bem formados e em inclusões em granada, plagioclásio, pertitas e quartzo.



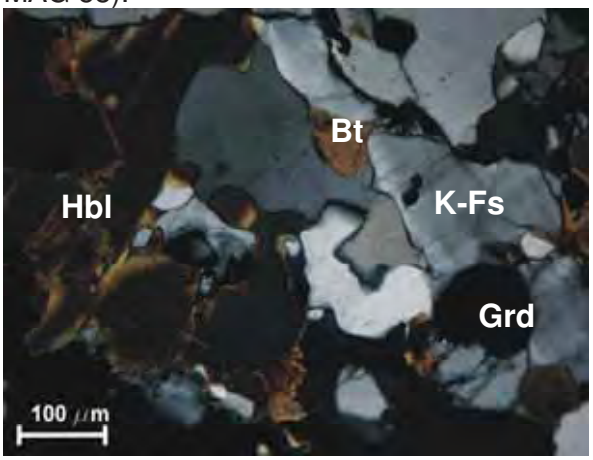
Fotomicrografia 33 – Textura granoblástica (poiquiloblástica) composta por pequenos cristais de granada arredondada e matriz quartzo-feldspática (Nicol cruzado - MAG 58).



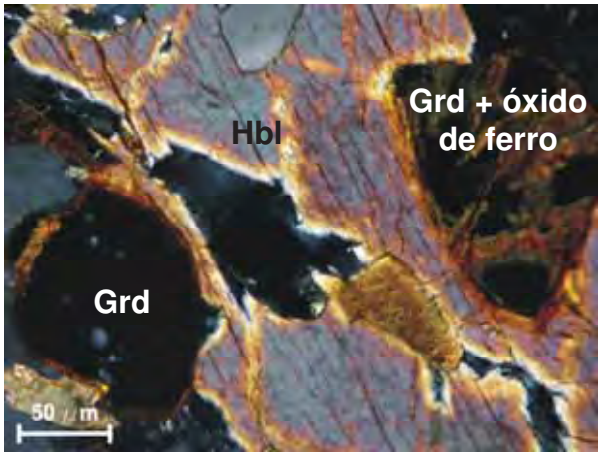
Fotomicrografia 34 – Cristais de granada com preenchimento de suas fraturas por óxido de ferro associados à hornblenda, plagioclásio e quartzo (Nicol cruzado - MAG 58).



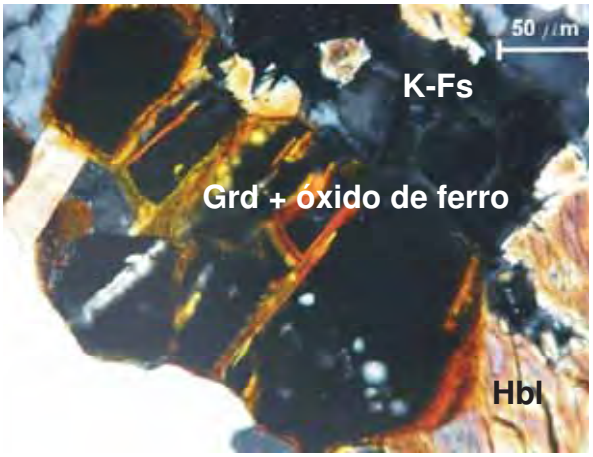
Fotomicrografia 35 – Associação de biotita, hornblenda com inclusão de granada, feldspato potássico e quartzo (Nicol cruzado - MAG 58).



Fotomicrografia 36 – Hornblenda associada com biotita, granada, feldspato potássico e quartzo (Nicol cruzado - MAG 58).



Fotomicrografia 37 – Porfiroblasto de hornblenda com granada fraturada e preenchida por óxido de ferro (Nicol cruzado - MAG 58).



Fotomicrografia 38 – Poiquiloblasto de granada com fraturas preenchidas por óxido de ferro e pequenos cristais de quartzo incluso (Nicol cruzado - MAG 58).

4.2.5. Enderbitos

Foram observados nesses litótipos dois tipos de comportamento. Algumas rochas exibem cor cinza escuro com estruturação bem marcada (gnaissificação) e outras se mostram cinza escuro esverdeado com um leve bandamento. A classificação modal das amostras enderbíticas está plotada no diagrama Q-A-P (Streckeisen 1976) (Figura 11).

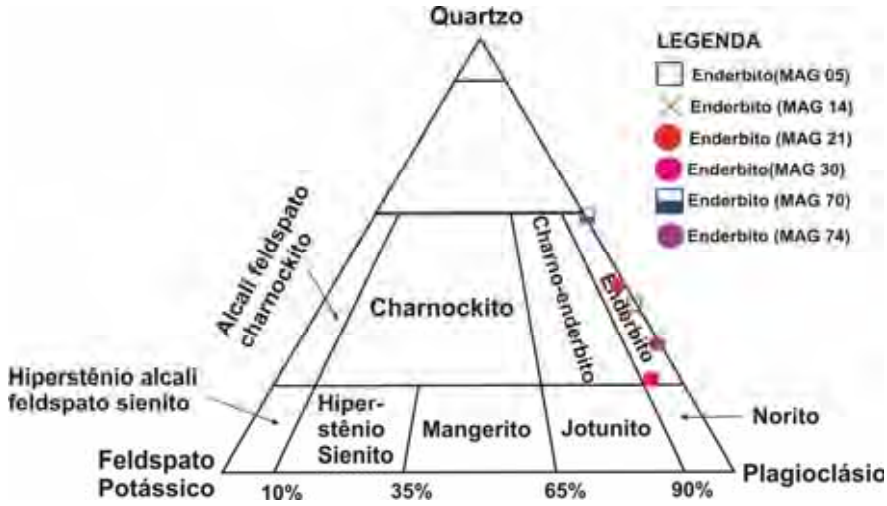


Figura 11 – diagrama Q-A-P (Streckeisen 1976) para as amostras de enderbito.

Em lâmina as amostras com estruturação bem marcada (gnaissificação) possuem textura granoblástica inequigranular com orientação dos cristais de

quartzo, plagioclásio e anfibólio e mineralogia composta por: quartzo (15 a 20%), plagioclásio (45 a 53%), anfibólio (5 a 10%), ortopiroxênio (5 a 7%), clinopiroxênio (3 a 7%) e acessórios (1 a 3%) (Fotomicrografias 39, 40, 41, 42, 43 e 44).

O quartzo geralmente ocorre em cristais de forma anedral com contatos irregulares, estirados formando "*ribbons*" além de grãos recristalizados com extinção ondulante associados ao plagioclásio.

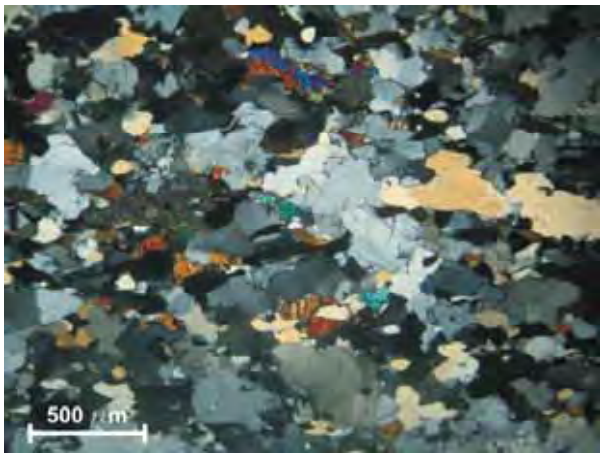
Os cristais de plagioclásio apresentam-se subeuedrais com contatos variando de retos a irregulares, exibem geminação do tipo polissintética e compõem grande parte da rocha.

O anfibólio presente é a hornblenda com cores que variam de verde oliva a amarronzada que podem ser vistos associados. São observadas em conjunto com o hiperstênio, opacos, quartzo e plagioclásio.

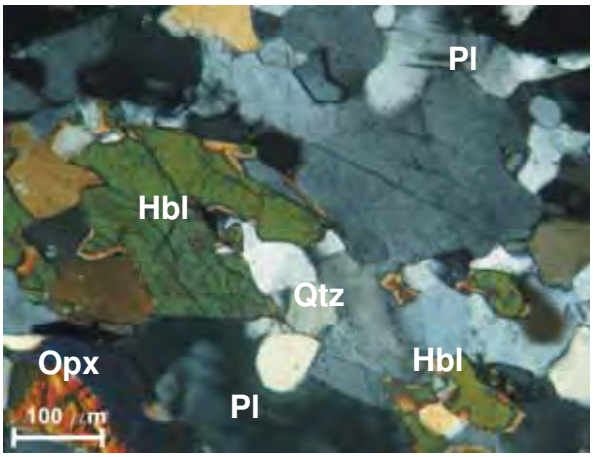
O ortopiroxênio encontrado é o hiperstênio que exibe cristais subeuedrais. Em geral ocorrem associados ao anfibólio, plagioclásio, opacos e quartzo.

O clinopiroxênio (diopsídio) pode ser observado em associação com o hiperstênio e hornblenda.

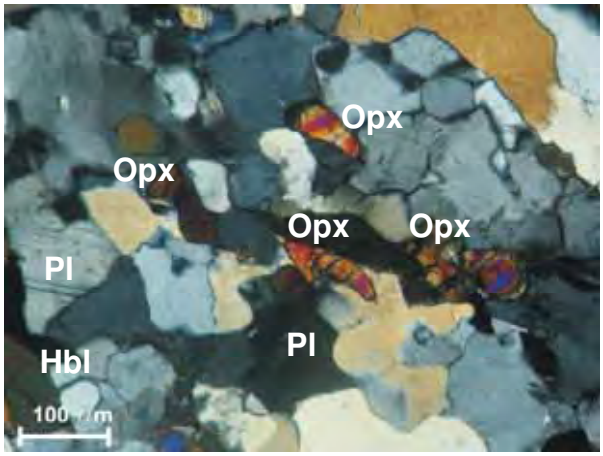
Como minerais acessórios têm-se principalmente minerais opacos (magnetita/ilmenita) em associação com ortopiroxênio, anfibólio e plagioclásio. Apatita é observada como inclusões no plagioclásio.



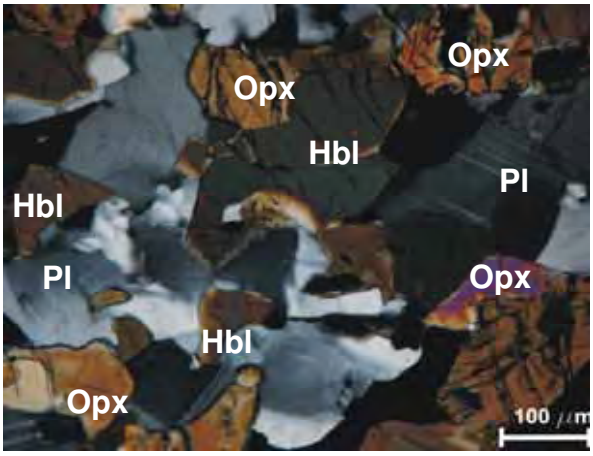
Fotomicrografia 39 – Textura granoblástica inequigranular dos gnaisses enderbíticos (Nicol cruzado - MAG 05).



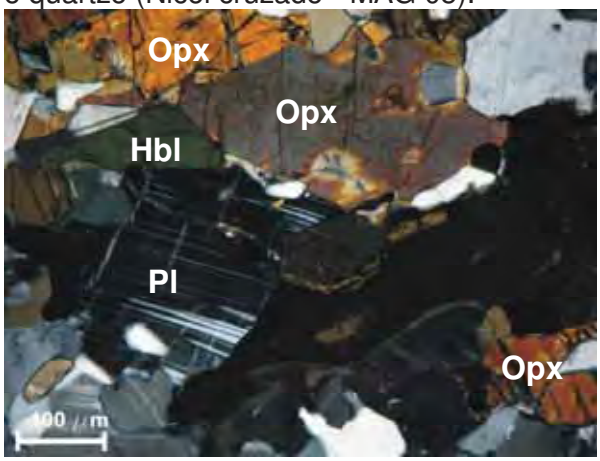
Fotomicrografia 40 – Cristais de hornblenda em associação com ortopiroxênio e plagioclásio (Nicol cruzado - MAG 05).



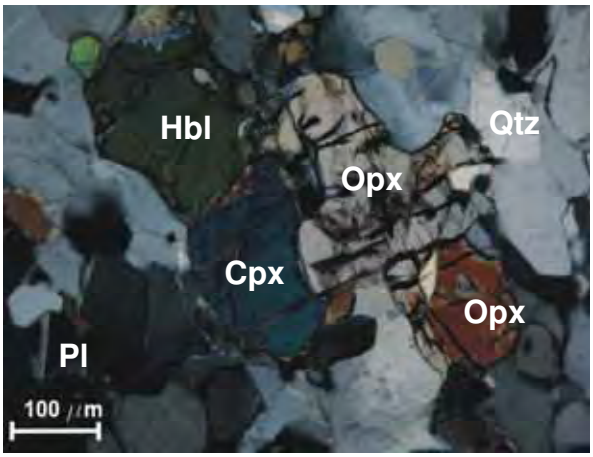
Fotomicrografia 41 – Cristais de hiperstênio em associação com plagioclásio, hornblenda e quartzo (Nicol cruzado - MAG 05).



Fotomicrografia 42 – Associação de hornblenda, hiperstênio, plagioclásio e quartzo (Nicol cruzado - MAG 74).



Fotomicrografia 43 – Plagioclásio, hornblenda e ortopiroxênio associados exibindo textura granoblástica equilibrada (Nicol cruzado - MAG 74).



Fotomicrografia 44 – Hiperstênio em conjunto com clinopiroxênio, hornblenda, quartzo e plagioclásio (Nicol cruzado - MAG 74).

As amostras com leve bandamento e tonalidades de cinza esverdeado mostram textura granonematoblástica com orientação principalmente do anfibólio e piroxênio. Mineralogicamente são compostas por: quartzo (15 a 20%), plagioclásio (45 a 52%), anfibólio (3 a 5%), ortopiroxênio (70 a 10%), clinopiroxênio (7 a 10%) e acessórios (1 a 3%) (Fotomicrografias 45, 46, 47 e 48).

O quartzo ocorre em grãos anedrais exibindo contatos irregulares, fraturados e estirados formando *"ribbons".* Cristais menores também são observados e encontram-se recristalizados exibindo extinção ondulante.

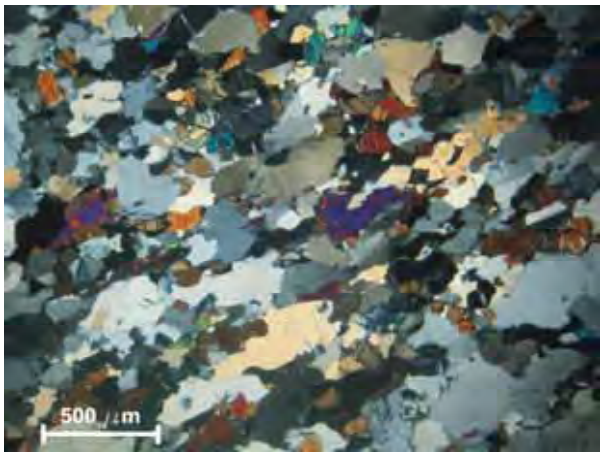
O plagioclásio encontrado apresenta-se subeuedral e com extinção ondulante. Ocorre em associação com ortopiroxênio, clinopiroxênio e hornblenda. Encontram-se bastante fraturados, exibindo geminação polissintética.

Hornblenda é observada em grãos subeuedrais de coloração amarronzada, são encontrados em associação com o ortopiroxênio, clinopiroxênio e circundados por plagioclásio.

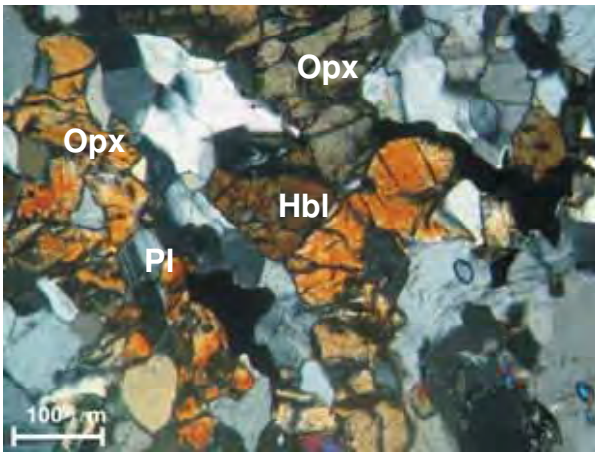
O ortopiroxênio apresenta-se em grãos subeuedrais e bastante fraturados em geral associados com hornblenda, clinopiroxênio e plagioclásio.

O clinopiroxênio pode ser observado em grãos anedrais, disperso na lâmina em pequena quantidade e associado ao ortopiroxênio.

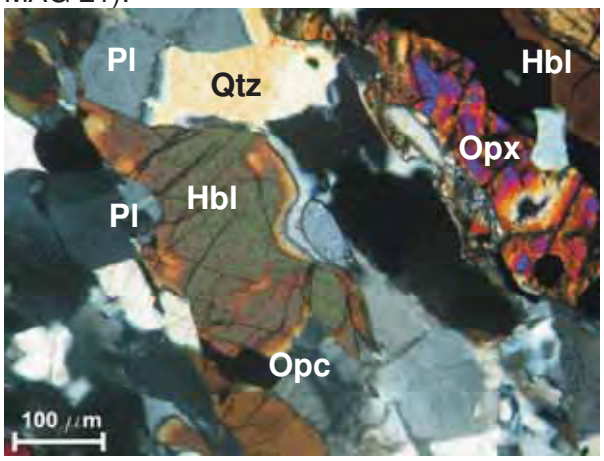
Os acessórios presentes são principalmente minerais opacos (magnetita/ilmenita) que se encontram associados com ortopiroxênio, clinopiroxênio e hornblenda. Apatita bem formada encontra-se como inclusões em plagioclásio e hornblenda, além de pequenos cristais de biotita.



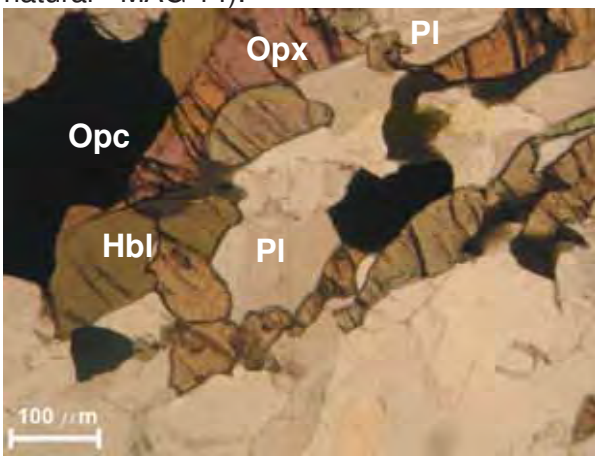
Fotomicrografia 45 – Aspectos gerais da textura dos enderbitos mostrando estiramento dos cristais (Nicol cruzado - MAG 21).



Fotomicrografia 46 – Cristais de ortopiroxênio em associação com hornblenda, plagioclásio e quartzo (Luz natural - MAG 14).



Fotomicrografia 47 – Cristais de hornblenda e ortopiroxênio em conjunto com plagioclásio e quartzo (Nicol cruzado - MAG 14).



Fotomicrografia 48 – Hornblenda e ortopiroxênio associados a opacos, plagioclásio e quartzo (Nicol cruzado - MAG 14).

4.2.6. Granulito Tonalito (Máfico)

Essas rochas de acordo com sua classificação modal plotam no campo dos enderbitos e charno-enderbitos do diagrama Q-A-P (Streckeisen 1976) (Figura 12). Possuem textura granonematoblástica com orientação marcada pelos cristais de anfibólio e piroxênio. São compostas por quartzo (5 a 10%), plagioclásio (30 a 35%), anfibólio (20 a 25%), ortopiroxênio (5 a 7%), biotita (1 a 2%), clinopiroxênio (10 a 15% e minerais acessórios (1 a 3%) (Fotomicrografias 49, 50, 51, 52, 53 e 54).

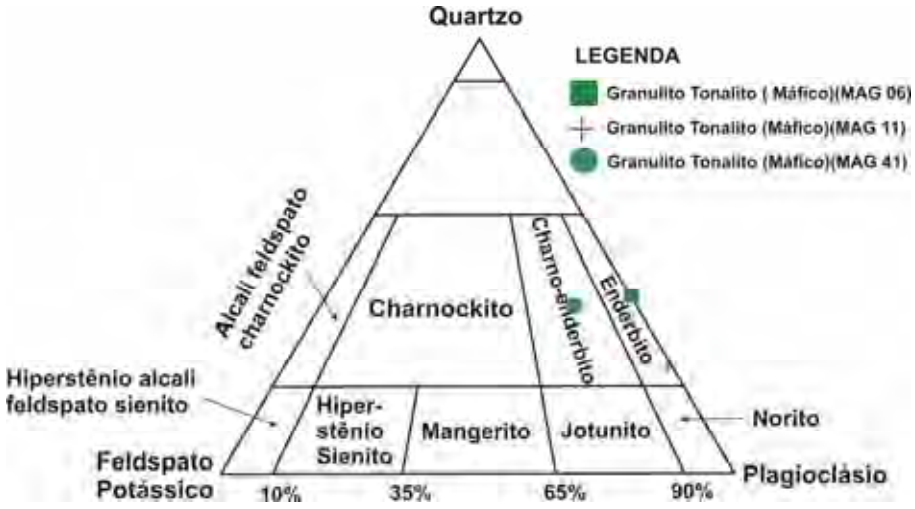


Figura 12 – Diagrama Q-A-P (Streckeisen 1976) das amostras com composição enderbítica e charno-enderbítica classificadas como granulitos tonalitos (máficos).

O quartzo é observado em grãos anedrais com contatos irregulares e exibindo extinção ondulante.

O plagioclásio dessas rochas apresenta-se em grãos subeuedrais e com geminação do tipo polissintética. Em geral ocorrem associados com quartzo, hornblenda, ortopiroxênio e clinopiroxênio.

O feldspato potássico encontra-se presente em pequena quantidade principalmente em reações de intercrescimento com plagioclásio e quartzo (mirmequitas).

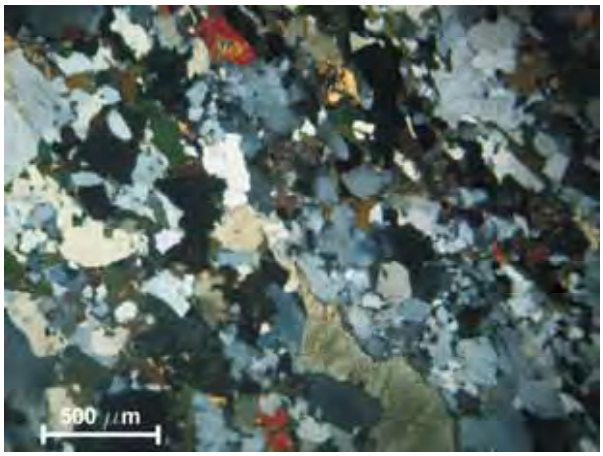
O anfibólio presente é a hornblenda e ocorre em grãos subeuedrais com contatos irregulares e cor variando de verde oliva a amarronzado. Estão associados ao ortopiroxênio, opacos, plagioclásio e clinopiroxênio.

O ortopiroxênio apresenta-se subeuedral e com tamanhos variados chegando a porfiroblastos que exibem forte orientação. Estão associados principalmente com a hornblenda e em alguns casos como inclusões em plagioclásio.

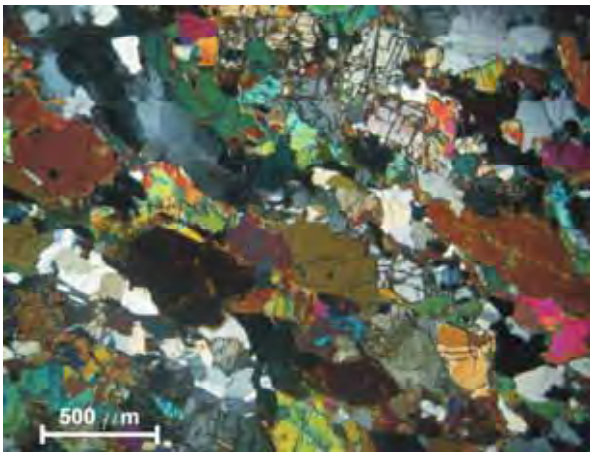
O clinopiroxênio ocorre em tamanhos variados indo de pequenos cristais a porfiroblastos semelhante ao que acontecem com o hiperstênio. Os cristais maiores exibem associação com ortopiroxênio, opacos e plagioclásio principalmente. Intercrescimento de ortopiroxênio em clinopiroxênio também pode ser observado na amostra.

A biotita ocorre associada com hornblenda e opacos podendo ser oriunda de final de cristalização. Possuem cor acastanhada com alguns minerais avermelhados.

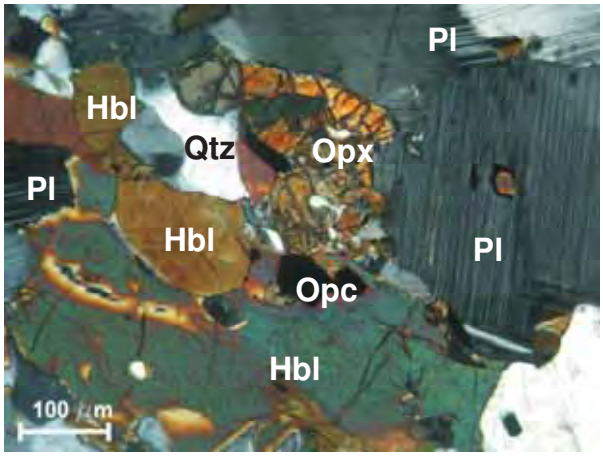
Os acessórios mais comumente encontrados são os minerais opacos, apatita bem formada e observada como inclusões em plagioclásio, além de zircão.



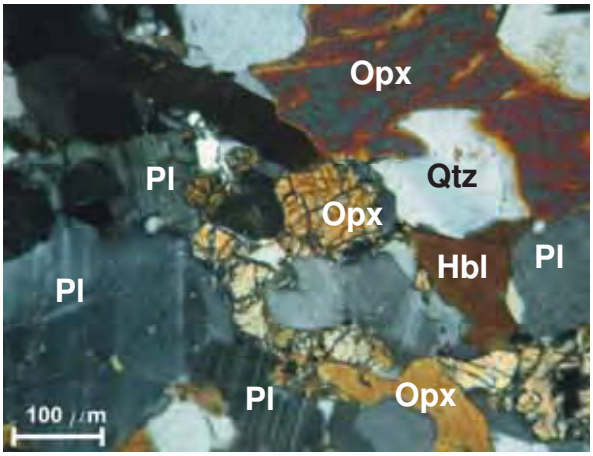
Fotomicrografia 49 – Textura granoblástica observada no granulito tonalito (máfico) exibindo forte deformação (Nicol cruzado - MAG 06).



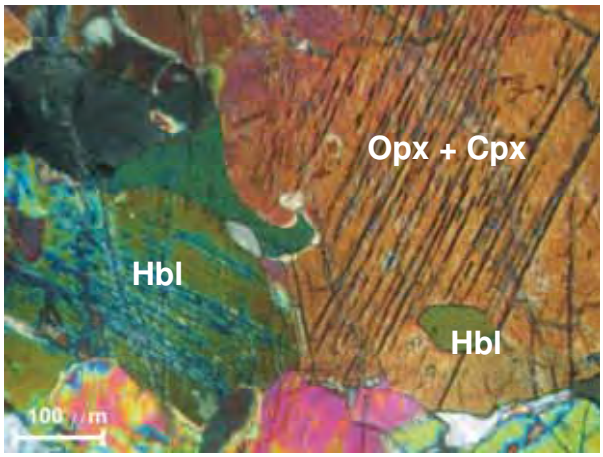
Fotomicrografia 50 – Textura granonematoblástica com cristais de hornblenda e ortopiroxênio orientados (Nicol cruzado - MAG 11).



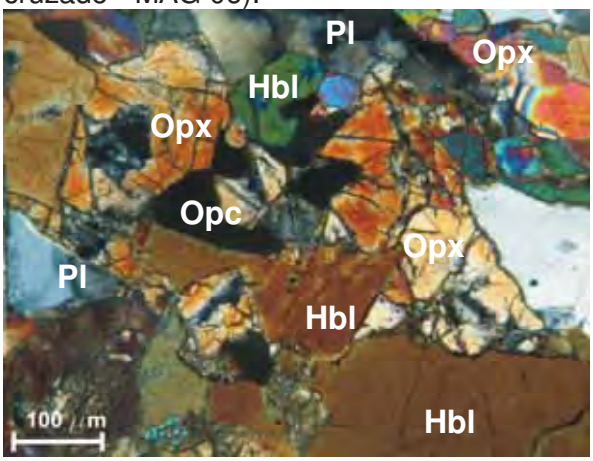
Fotomicrografia 51 – Associação envolvendo hornblenda, ortopiroxênio, opacos, quartzo e plagioclásio (Nicol cruzado - MAG 06).



Fotomicrografia 52 – Porfiroblasto de hiperstênio em associação com hornblenda, plagioclásio e quartzo (Nicol cruzado - MAG 06).



Fotomicrografia 53 – Porfiroblasto de clinopiroxênio com intercrescimento de ortopiroxênio em associação com hornblenda (Nicol cruzado - MAG 11).



Fotomicrografia 54 – Cristais de hornblenda de cor amarronzada e verde em associação com ortopiroxênio, opaco e plagioclásio (Nicol cruzado - MAG 11).

O Granulito tonalito (máfico) pode ainda aparecer com minerais de granada na sua composição. Utilizando o Q-A-P (Streckeisen 1976) essas amostras plotam no campo dos enderbitos (Figura 13). Esses litotipos ocorrem nas proximidades da Zona de Cisalhamento Varginha e exibem um leve bandamento. Em lâmina delgada exibem textura granoblástica (poiquiloblástica). A mineralogia é composta por: quartzo (7 a 10%), plagioclásio (5 a 7%), feldspato potássico (1 a 2%), anfibólio (30 a 33%), ortopiroxênio (10 a 15%), granada (15 a 20%), clinopiroxênio (7 a 10%) e acessórios (1 a 3%) (Fotomicrografias (55, 56, 57, 58, 59 e 60).

Figura 13 – Diagrama Q-A-P (Streckeisen 1976) para o granulito tonalito (máfico) com granada na composição.

O quartzo ocorre em grãos anedrais com contatos irregulares, fraturados, alguns exibindo deformação "*ribbons*". Também ocorrem recristalizados em grãos menores com extinção ondulante e ainda inclusos no interior da granada. Mirmequitas também podem ser observadas em lâmina.

O plagioclásio encontrado exibe ora pequenos grãos formando uma matriz com quartzo, ortopiroxênio e clinopiroxênio, além de estarem presentes como inclusões nos grãos de granadas ou ainda formando coroas de reação com esses cristais. Também podem ser observados em cristais maiores associados com granada, hornblenda e opacos. Exibem geminação do tipo polissintética.

O feldspato potássico aparece em pequena quantidade e estão presentes em pertitas e mirmequitas associados ao plagioclásio e quartzo.

O anfibólio apresenta grãos subeuedrais de cor verde oliva a amarronzadas e são observados em associação com ortopiroxênio, clinopiroxênio, plagioclásio e granada.

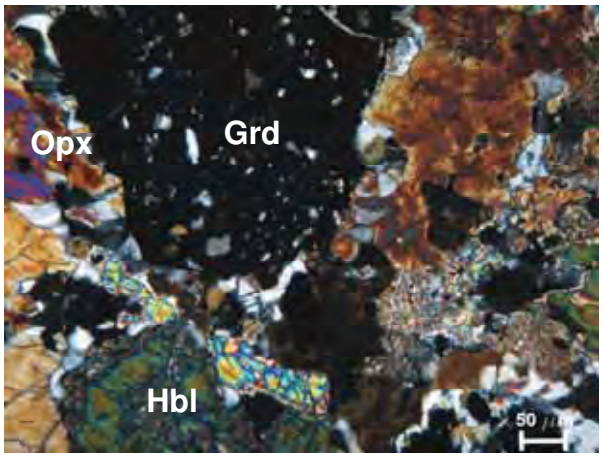
A granada é observada como cristais poiquiloblásticos e em grãos arredondados. Os cristais maiores exibem intenso fraturamento com preenchimento das fraturas por óxido de ferro, além de inclusões de quartzo e plagioclásio. Os cristais menores compõem uma matriz com plagioclásio, quartzo, clinopiroxênio, ortopiroxênio e horblenda. Coroas de reação compostas por plagioclásio e quartzo

também são observadas em torno desses cristais indicando reação de descompressão com consumo da granada.

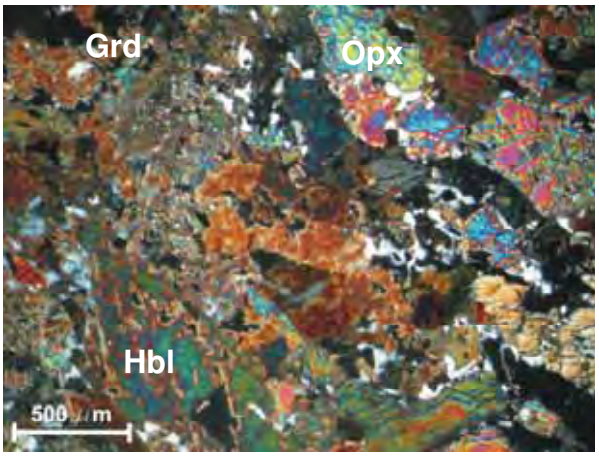
O ortopiroxênio encontrado é o hiperstênio e exibe cristais subeuedrais em associação hornblenda, plagioclásio, granada e clinopiroxênio.

Clinopiroxênio é observado em associação com hornblenda, ortopiroxênio e granada. Em alguns casos reações com ortopiroxênio e granada exibem reação de descompressão com plagioclásio associado.

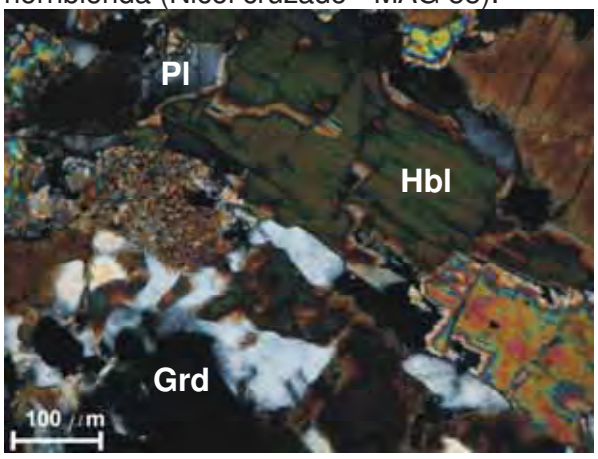
Minerais acessórios encontrados são principalmente opacos (magnetita/ilmanita), presentes em associações com hornblenda, ortopiroxênio, clinopiroxênio e granada. Apatita e zircão bem formados também podem ser observados como inclusões em granada.



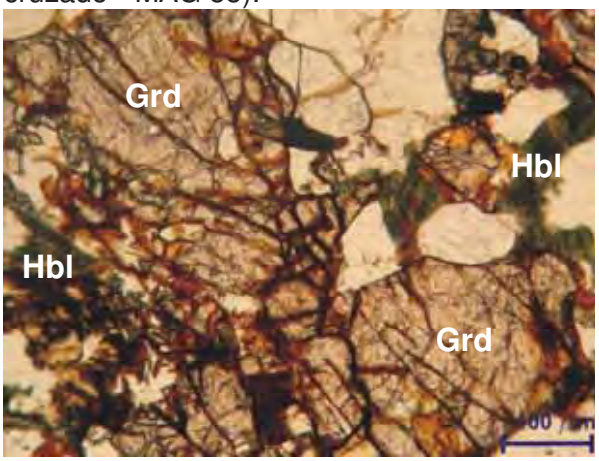
Fotomicrografia 55 – Cristal de granada (textura poiquiloblástica), matriz composta por quartzo, plagioclásio, ortopiroxênio e hornblenda (Nicol cruzado - MAG 55).



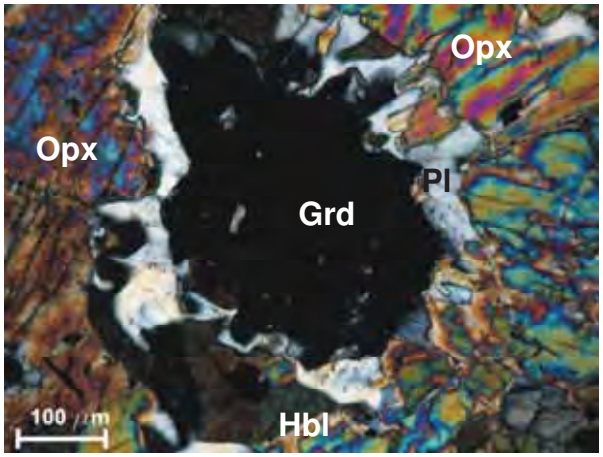
Fotomicrografia 56 – Associação de ortopiroxênio, anfibólio, quartzo, plagioclásio, granada e opacos (Nicol cruzado - MAG 55).



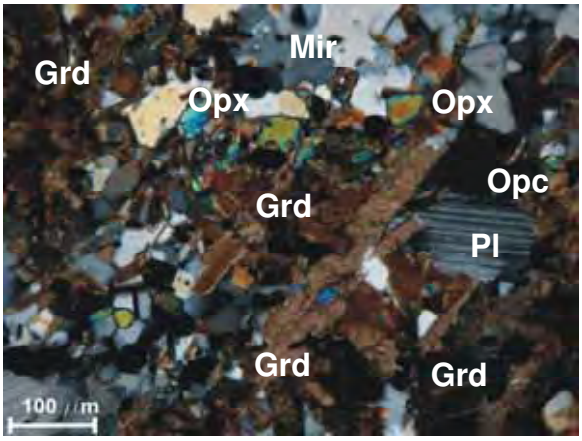
Fotomicrografia 57 – Hornblenda em associação com granada e plagioclásio (Nicol cruzado - MAG 55).



Fotomicrografia 58 – Poiquiloblasto de granada fraturado com preenchimento de óxido de ferro associado com hornblenda (Nicol cruzado - MAG 54).



Fotomicrografia 59 – coroa de reação em granada com plagioclásio, hornblenda e ortopiroxênio (Nicol cruzado - MAG 55).



Fotomicrografia 60 – Cristais de granada associados com ortopiroxênio, quartzo e plagioclásio (Nicol cruzado - MAG 60).

5. GEOLOGIA ESTRUTURAL DA ÁREA

As observações a cerca da geologia estrutural da área são restritas a poucos elementos identificados em campo, visto que a maioria dos afloramentos estava limitada a blocos dispersos e matacões, com poucos cortes de estrada mostrando estruturas.

5.1. Feições Dúcteis

O bandamento composicional marcado pela alternância de níveis charnockíticos, níveis enderbíticos e máficos. Esse bandamento é marcado pela intensa deformação que reforça a alternência dos diversos níveis mencionados. A espessura dos diversos níveis varia de milimétrica, centimétrica a decamétrica, sendo a estrutura mais observada nas rochas da área, muitas vezes definida pelo estiramento de minerais como feldspato e quartzo (Fotos 45 e 46).

Foto 45 – Charnockito exibindo bandamento composicional bem marcado e forte deformação (MAG 17 – 297596/7647960).

Foto 46 – Amostra macroscópica do ponto MAG 17.

Em afloramentos presentes na área é possível observar dobramentos intrafoliares e sigmóides indicando movimentação destral (olhando para norte) (Fotos 47, 48, 49 e 50).

Foto 47 – Dobras intrafoliares observadas em charnockitos na área (MAG 77 - 310013/7646110).

Foto 48 – Dobras abertas exibidas em charnockitos mapeados na porção central da área (MAG 77 - 310013/7646110).

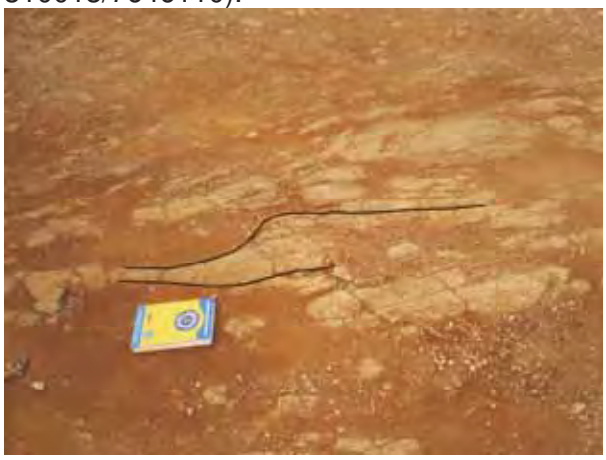


Foto 49 – Restos de estruturas sigmóidais presentes na porção centro-norte da área em enderbitos com movimentação destral (norte) (MAG 82 - 310962/7648135).

Foto 50 – Sigmóides exibindo movimentação destral (norte) em enderbitos da área (MAG 82 - 310962/7648135).

A foliação gnáissica de baixo a médio ângulo e paralela ao bandamento metamórfico é marcada principalmente pela orientação dos minerais planares (biotita), prismáticos (anfibólio) e por minerais ou agregados formados por megacristais de feldspatos e quartzo estirados. É caracterizada por baixos a médios ângulos de mergulho e alternância entre esses mergulhos baixos e médios (foliação Sn). Nas proximidades da Zona de Cisalhamento Varginha a foliação exibe mergulhos de médio a alto ângulo, mas que não chegam a tornar os litótipos presentes verticalizados (Fotos 51 e 52).

Foto 51 – Granulito tonalito (máfico) com granada exibindo foliação com mergulho de baixo ângulo (Sn - 34/15 – MAG 54 - 314313/7656389).

Foto 52 – Charnockito mostrando foliação com mergulho de mais alto ângulo nas proximidades da ZCV (Sn – 19/50 – MAG 85 - 309653/7653983).

A Zona de Cisalhamento Varginha é uma mega estrutura presente na área, mas de difícil identificação em campo. É observada pela mudança nos mergulhos das rochas que se encontram nas suas proximidades, esses mergulhos alternam entre valores mais altos e mais baixos bem como pela intensa deformação (foliação milonítica) possivelmente S_{n+1} que exibem as rochas nas suas proximidades (Fotos 53, 54, 55 e 56).

Foto 53 – Enderbitos mostrando mergulhos elevados nas proximidades da ZCV e geração de sigmóides pela intensa deformação na área (MAG 83 - 310699/7649330).

Fotos 54 – Sigmóides encontrados em enderbitos nas proximidades da ZCV com movimentação destral (norte) (MAG 83 - 310699/7649330).

Foto 55 – Enderbito encontrado mais a sul da área com intensa deformação do feldspato potássico (MAG 31 - 310815/7642884).

Foto 56 – Biotita gnaisse com granada exibindo intensa deformação (milonitização) nas proximidades da ZCV (MAG 62 - 308203/7659046).

O estereograma gerado com os dados de foliação coletados na área mostra que as rochas que a compõem têm direção NW/SE e mergulhos para S-SW (Figura 14).

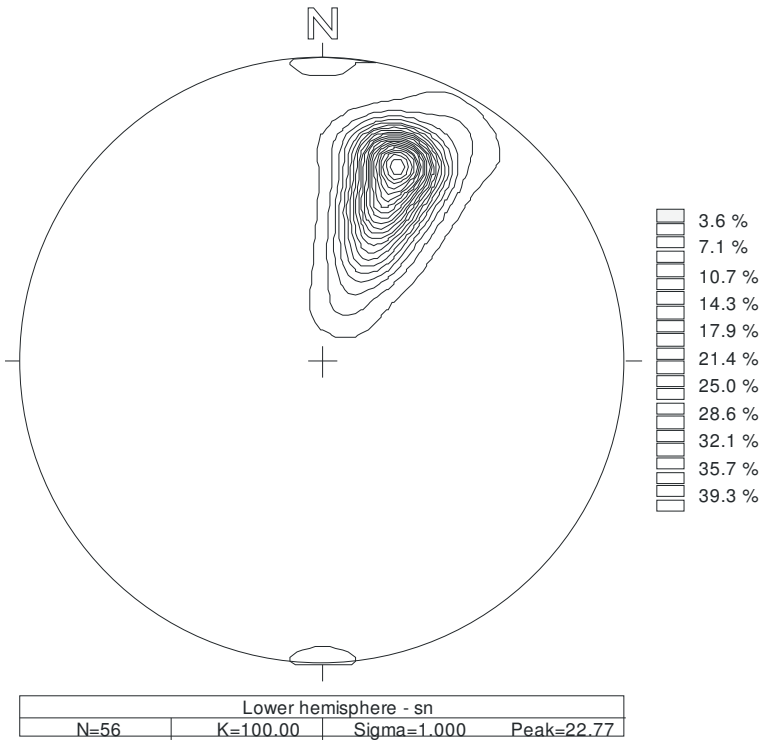


Figura 14 – Estereograma mostrando o comportamento da foliação presente na área.

Na região fica claro pelos resultados médios da foliação que o processo principal de deformação está ligado a evento de cavalgamento direcionados para norte.

Associada á foliação também foram identificadas lineações (duas medidas) marcadas por cristais estirados de quartzo.

5.2. Feições Rúpteis

A observação de feições rúpteis encontradas na área é restrita devido ao pequeno número de afloramentos intactos, sendo os blocos individualizados e matacões além de rochas intensamente alteradas, o constante durante os trabalhos de campo. Como algumas dessas feições encontradas podemos destacar as fraturas (Fotos 57 e 58).

Foto 57 – Álcali feldspato charnockito encontrado na área exibindo fraturamentos (MAG 24 - 301343/7650031).

Foto 58 – Fraturas encontradas em álcali feldspato charnockito da área (MAG 24 - 301343/7650031).

5.3. Zona de Cisalhamento Varginha

Como mencionado anteriormente à feição estrutural marcante presente na área é a Zona de Cisalhamento Varginha (ZCV), que, segundo a literatura, separa as rochas granulíticas do Complexo Guaxupé e as rochas metassedimentares pertencentes ao Grupo Araxá, com direção aproximada WNW/ESE. As rochas que se aproximam da ZCV exibem mergulhos mais altos, mas que não chegam a tornarem-se verticais. Também é percebido que esses mergulhos sofrem uma alternância entre valores altos e baixos (Fotos 59 e 60). Alguns dos litótipos encontram-se milonitizados, mostrando assim a intensa deformação ocorrida na região próxima a ZCV (Fotos 61 e 62).

Fotos 59 e 60 – Enderbitos exibindo mergulhos mais elevados e intensa deformação (sigmóides) nas proximidades da ZCV (MAG 83 - 310699/7649330).

Fotos 61 e 62 – Foto de campo e amostra de mão de biotita gnaisse com granada milonitizado encontrado nas proximidades da ZCV (MAG 62 – 308203/7659046).

6. LITOQUÍMICA

O presente capítulo trata dos resultados obtidos a partir das análises químicas em 14 (quatorze) amostras para Elementos Maiores, Menores e Elementos Terras Raras (ETR), correspondentes aos seguintes litotipos coletados na área: Biotita Gnaisse com Granada (MAG 59), Charnokitos (MAG – 17, MAG – 50), Charnockitos e Alaskitos (MAG 39), Álcali Feldspato Charnockito (MAG 03 e 24), Enderbitos (MAG – 05, MAG – 14, MAG – 21, MAG - 70), Granulitos Tonalíticos (Máficos) (MAG 06, MAG – 11, MAG – 55, MAG 60).

Os resultados das análises geoquímicas foram tratados utilizando o software Minpet, L. R. Richard (1988 - 1995) e com os cálculos efetuados pelo programa foram gerados diagramas binários de SiO_2 e MgO versus os demais elementos maiores e de SiO_2 e MgO versus alguns elementos menores, diagramas de classificação geoquímica, tectônica e diagramas ternários (AFM). Os elementos traços e terras raras foram usados para a construção de diagramas multielementos (*Spiders*) e ETR, com a finalidade de conhecer e separar grupos com assinatura geoquímica semelhante usando como referência dados da crosta inferior e superior. A análise desses elementos possibilitará uma melhor caracterização dos protólitos e ambiente tectônico.

Os resultados das análises estão apresentados em anexo.

6.1. Elementos terras raras (ETR)/ e Elementos incompatíveis

Foram utilizados os valores de normalização dos Elementos Terras Raras (ETR) do Condrito de Sun, 1979 e os valores da crosta inferior e superior por Hart et Zindler (1986), para tentar através das assinaturas geoquímicas das crostas superior e inferior separar as litologias em grupos distintos.

Nos diagramas ETR os elementos são organizados de acordo com o número atômico do menor para o maior e nos diagramas *spiders* esse arranjo é baseado no agrupamento de elementos incompatíveis com relação a uma mineralogia típica do manto.

A utilização desses diagramas tem a finalidade de analisar as rochas estudadas com relação à composição química de rochas pretéritas, por exemplo, crosta inferior, superior e MORB, e a partir disso tentar fazer comparações e

determinações a respeito do enriquecimento em certos elementos com a evolução da crosta ou manto.

A análise dos diagramas ETR e Multielementos demonstra que as amostras podem ser separadas em (dois) grupos geoquímicos, correspondendo a duas assinaturas geoquímicas podendo ser avaliadas como conseqüência da geração e evolução em períodos e ambientes crustais com características distintas. Tratamento semelhante foi dado por Melo (2009) para rochas do Complexo Guaxupé que ocorrem a sul, na região de São João da Boa Vista.

O Grupo 1 (um) tende à se alinhar melhor a crosta superior sendo composto pelas amostras MAG 03 (álcali feldspato charnockito), MAG 17 (charnockito), MAG 24 (álcali feldspato charnockito), MAG 50 (charnockito), MAG 59 (biotita gnaisse com granada), MAG 70 (enderbito) (Figura 16).

O Grupo 1 apresenta características de magma mais evoluído, com fracionamento $(La/Yb)_N$ = 10 e 52 para charnockito e álcali feldspato charnockito e $(La/Yb)_N$ = 10 para charnockito e alaskitos. Com relação à amostra MAG 17 (charnockito – $(La/Yb)_N$ = 36) a mesma apresenta comportamento distinto, pois é pobre em ETR pesados em função do provável fracionamento dos minerais zircão e apatita. Com relação à mostra MAG – 03 observam-se enriquecimento em Th, La e Ce. Este comportamento estaria relacionado a algum mineral acessório ou ao próprio feldspato.

Desse grupo as amostras MAG 03 e 24 (álcali feldspato charnockito – $(La/Yb)_N$ = 76 e 21), MAG 50 (charnockito), MAG 59 (biotita gnaisse com granada) e MAG 70 (enderbito) ($(La/Yb)_N$ = 12, 11 e 8, respectivamente) mostram enriquecimento em ETRs leves e pesados em relação à crosta superior o que pode indicar que essas rochas são mais evoluídas que a amostra MAG 17 (charnockito) que mostra empobrecimento nesses elementos (Figura 16).

Com relação às anomalias de Eu as amostras MAG 03 (álcali feldspato charnockito), MAG 59 (biotita gnaisse com granada), MAG 70 (enderbito) mostram anomalias negativas. As amostras MAG 17, MAG 24 e MAG 50 mostram uma leve anomalia positiva em Eu em relação à crosta superior (Figura 15). Possivelmente estariam associadas à fusão da crosta com formação de diatexitos ricos em plagioclásio e provável fracionamento do mesmo.

Os diagramas *Spider* (multielementos) mostram que todas as amostras têm uma tendência de alinhamento com a crosta superior. As amostras MAG 50 e MAG 70 (enderbito) mostram empobrecimento nos elementos incompatíveis grandes (LIL) como Rb, Th, U, e Pb. Segundo Passchier et al., 1993, estes elementos podem ter sido removidos das rochas quando elas residiam na crosta inferior, provavelmente durante metamorfismo de alto grau e por meio da ação de fases fluidas de vapor ou de fusões, seriam transportadas para a crosta superior onde se concentrariam. As amostras MAG 17 (charnockito), MAG 24 (álcali feldspato charnockito), MAG 59 (biotita gnaisse com granada) e MAG 70 (enderbito), mostram enriquecimento em alguns metais de transição como Cr, Ni e Zn provavelmente por assimilação de protólito básico/ultrabásico. A amostra MAG 03 (álcali feldspato charnockito) exibe leve enriquecimento em Th, La e Ce (Figura 16).

O Grupo 2 (dois) é composto pelas amostras MAG 05 (enderbito), MAG 06 (granulito tonalito - máfico), MAG 11 (granulito tonalito - máfico), MAG 14 (enderbito), MAG 21 (enderbito), MAG 55 e MAG 60 (granulito tonalito - máfico) que se alinharam melhor à crosta inferior. Granulitos tonalitos - máficos e enderbitos (MAG 05, 14, 11 e 21) são mais empobrecidos em ETRs leves e pesados em relação a crosta inferior. As amostras MAG 14, MAG 55 exibem enriquecimento em ETRs leves e pesados em relação à crosta inferior $(La/Yb)_N$ = 9 e 6, respectivamente). A amostra MAG 06 (granulito tonalito - máfico) possui enriquecimento em ETRs leves $(La/Yb)_N$ = 26), alinhando-se a crosta superior com relação aos ETRs pesados. A amostra MAG 60 (granulito tonalito - máfico) exibe enriquecimento em ETRs leves e empobrecimentos em ETRs pesados $(La/Yb)_N$ = 38) sendo melhor seu alinhamento com a crosta inferior em relação aos ETRS leves (Figura 16).

A amostra MAG 05 (enderbito) pode ser interpretada como resíduo por exibir anomalia positiva de Eu, pois, sob condições de atividade de O_2 reduzida, Eu é concentrado no retículo do plagioclásio e é deixado para trás durante fusão parcial e migração de um líquido granítico (Rudnick & Presper 1990).

Anomalias negativas de Eu são verificadas nas amostras MAG 14 e 21 que devem possuir menor razão K/Rb, sendo essas rochas maiores concentradoras de Rb e menores de Sr (Figura 16). O fracionamento dos ETR da amostra MAG 05

principalmente do Eu pode ser explicado pelo fracionamento do plagioclásio. As amostras MAG 14 e MAG 21 (enderbito) exibem razão K/Rb em torno de 1.

Os diagramas *Spider* (Multielementos) apresentam tendência de alinhamento com a crosta inferior para todas as amostras do Grupo 2 (dois). As amostras MAG 11 e MAG 14 exibem empobrecimento em elementos incompatíveis de íons grandes (LIL) principalmente nos elementos Th e U, com exceção das amostras MAG 11 e 55 todas as outras mostram enriquecimento em Ba em relação à crosta inferior. A amostra MAG 21 é empobrecida em todos os elementos com exceção do Ba. A amostra MAG 60 (granulito tonalito - máfico) mostra enriquecimento em alguns metais de transição como Cr, Ni e Zn. MAG 06 (granulito tonalito - máfico) e MAG 05 (enderbito) mostram empobrecimento nos elementos incompatíveis grandes (LIL) como Rb, Th, U, e Pb, segundo a literatura estes elementos podem ser removidos das rochas quando elas residiam na crosta inferior, provavelmente durante metamorfismo de alto grau e por meio da ação de fases fluidas de vapor ou de fusões, seriam transportadas para a crosta superior onde se concentrariam (Figura 16).

Embora rochas do grupo charnockito apresentem características ora de crosta superior e ora de crosta inferior isso não significa que as mesmas tenham sido transportadas de um nível crustal para outro, mas sim que suas afinidades geoquímicas assumiram características diferentes, sendo as de crosta superior mais evoluídas que as de crosta inferior.

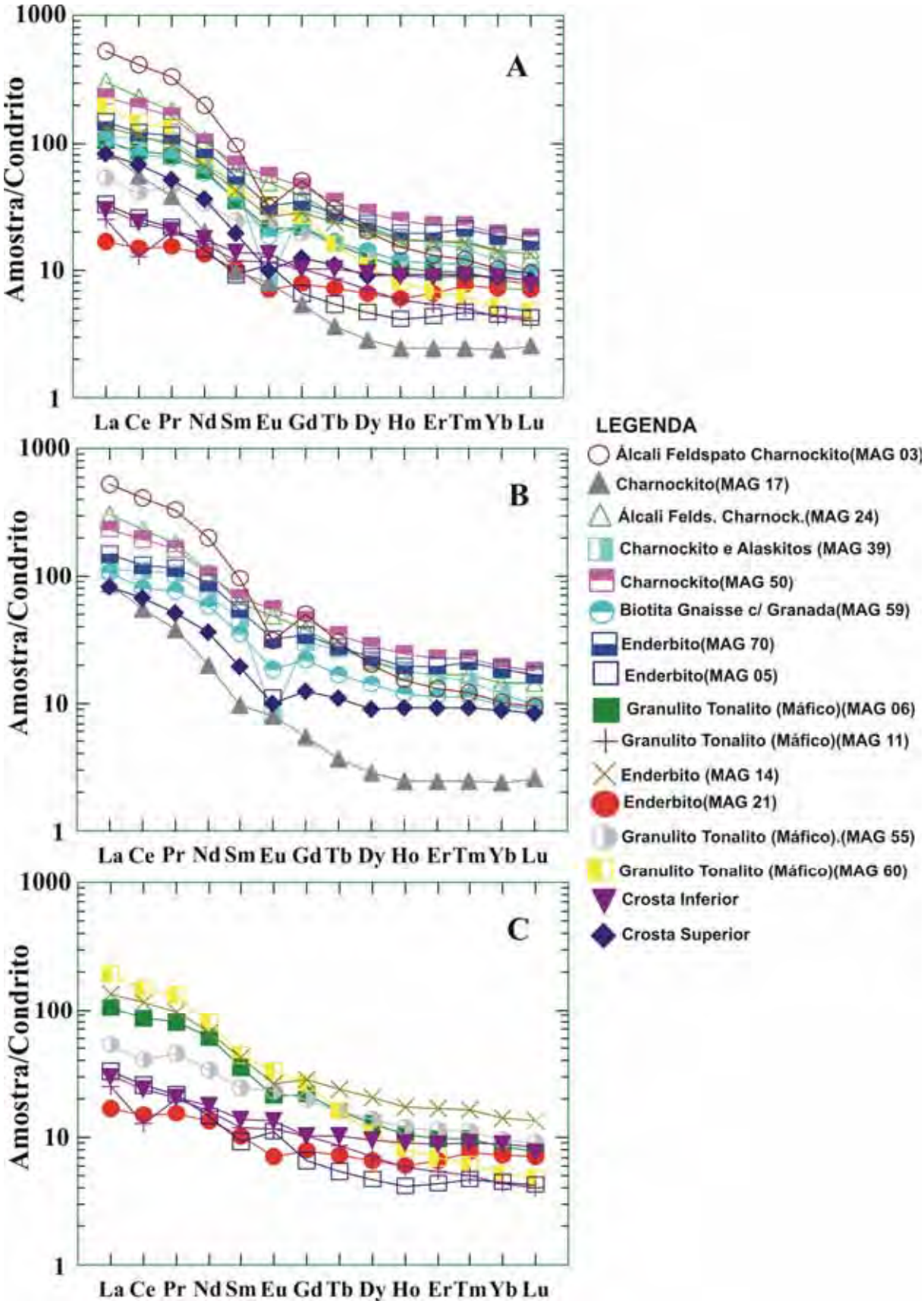


Figura 15 – Diagramas ETR com todas as amostras e as crostas inferior e superior plotadas (Normalizadas pelo condrito de Sun 1979). A – Todas as amostras; B – Amostras alinhadas a crosta superior; C – Amostras alinhadas a crosta inferior.

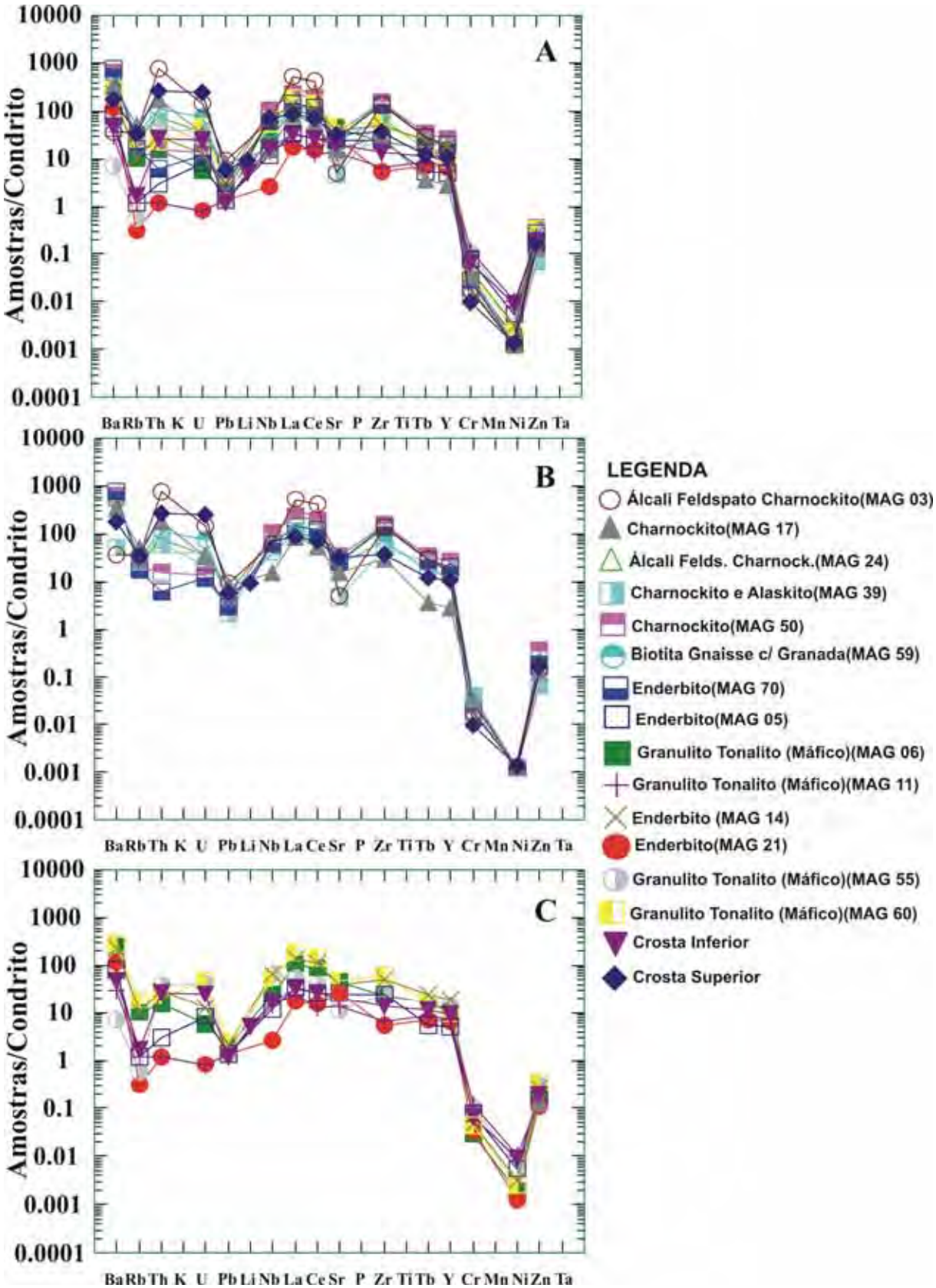


Figura 16 – Diagramas Multielementos com todas as amostras e as crostas inferior e superior plotadas (Normalizadas pelo condrito de Sun 1979). A – Todas as amostras; B – Amostras alinhadas a crosta superior; C – Amostras alinhadas a crosta inferior.

6.2. Elementos maiores e traços

Os diagramas de variação ajudam na verificação da possível vinculação genética entre as amostras analisadas, partindo da correlação entre SiO_2 e outros elementos.

O SiO_2 mostra-se um bom índice de diferenciação para TiO_2, Fe_2O_3, MnO, CaO e MgO, exibindo correlação negativa, ou seja eles diminuem com o aumento da sílica (Figuras 17 e 18). Esta relação não é nítida para Na_2O e Al_2O_3 que se apresentam dispersos, sendo as amostras do Grupo 1 (um) mais enriquecidas em Al_2O_3.

Correlação positiva é encontrada entre SiO_2, K_2O e Rb, principalmente com o Grupo 1 (um) que mostra enriquecimento maior de Rb em relação ao Grupo 2 (dois), confirmando o que foi observado com relação aos ETRs (Figuras 17 e 18).

No diagrama SiO_2 x P_2O_5 as amostras do Grupo 1 (um) intermediárias a ácidas mostram correlação negativa e as amostras do Grupo 2 (dois) correlação positiva (Figura 18).

O Ba apresenta dois comportamentos em relação aos Grupos de amostra 1(um) e 2 (dois). O Grupo 1 (um) possui teores mais elevados, porém, diminuem com o aumento da sílica e o Grupo 2 (dois) tem teores menores e correlação positiva, ou seja, aumentam com a sílica.

O Y mostra dispersão dos pontos com relação às amostras do Grupo 1 (um) e uma correlação positiva com as amostras do Grupo 2 (dois).

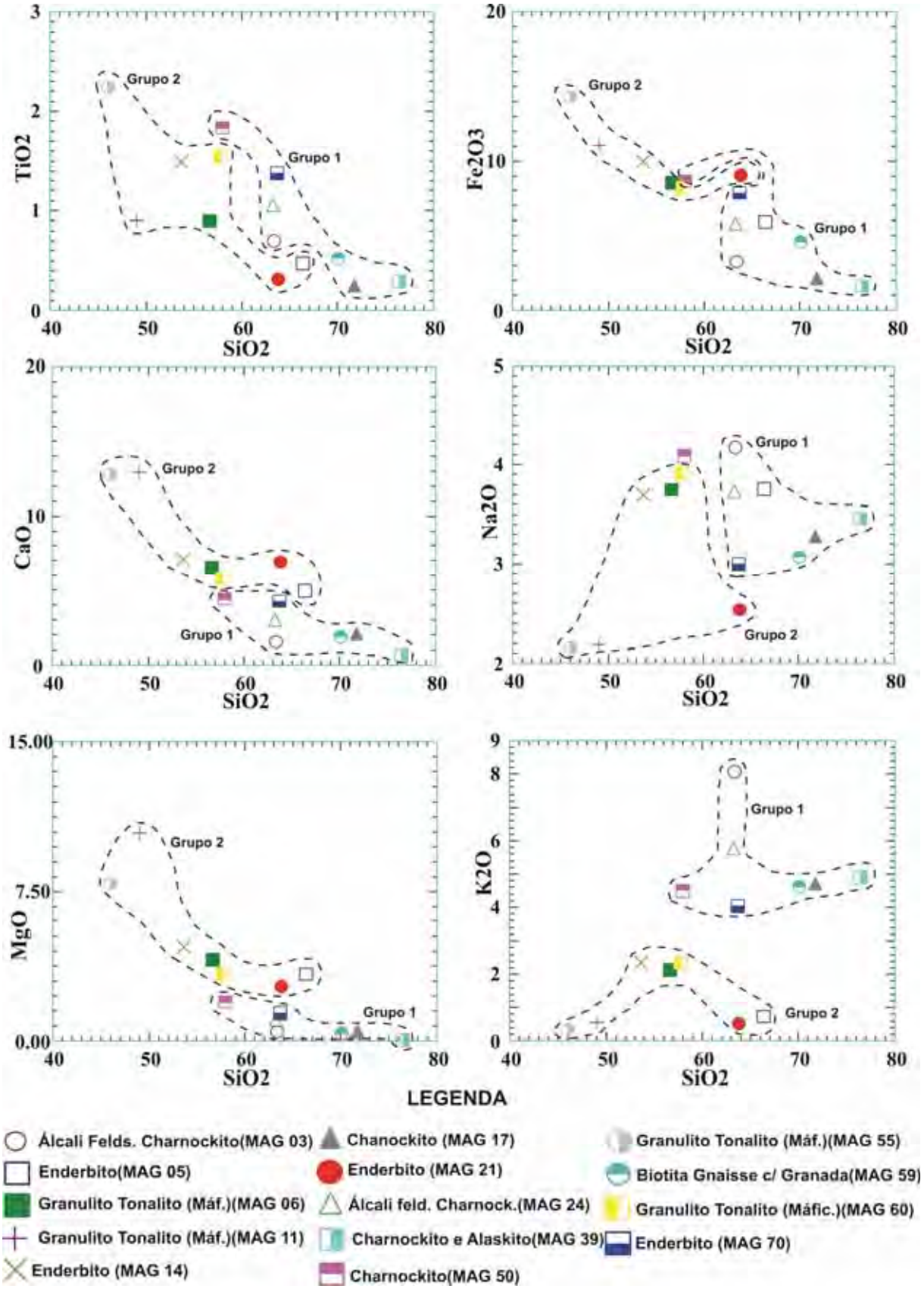


Figura 17 – Diagramas binários de SiO_2 versus TiO_2, Fe_2O_3, CaO, Na_2O_3, MgO e K_2O para as amostras da área de estudo.

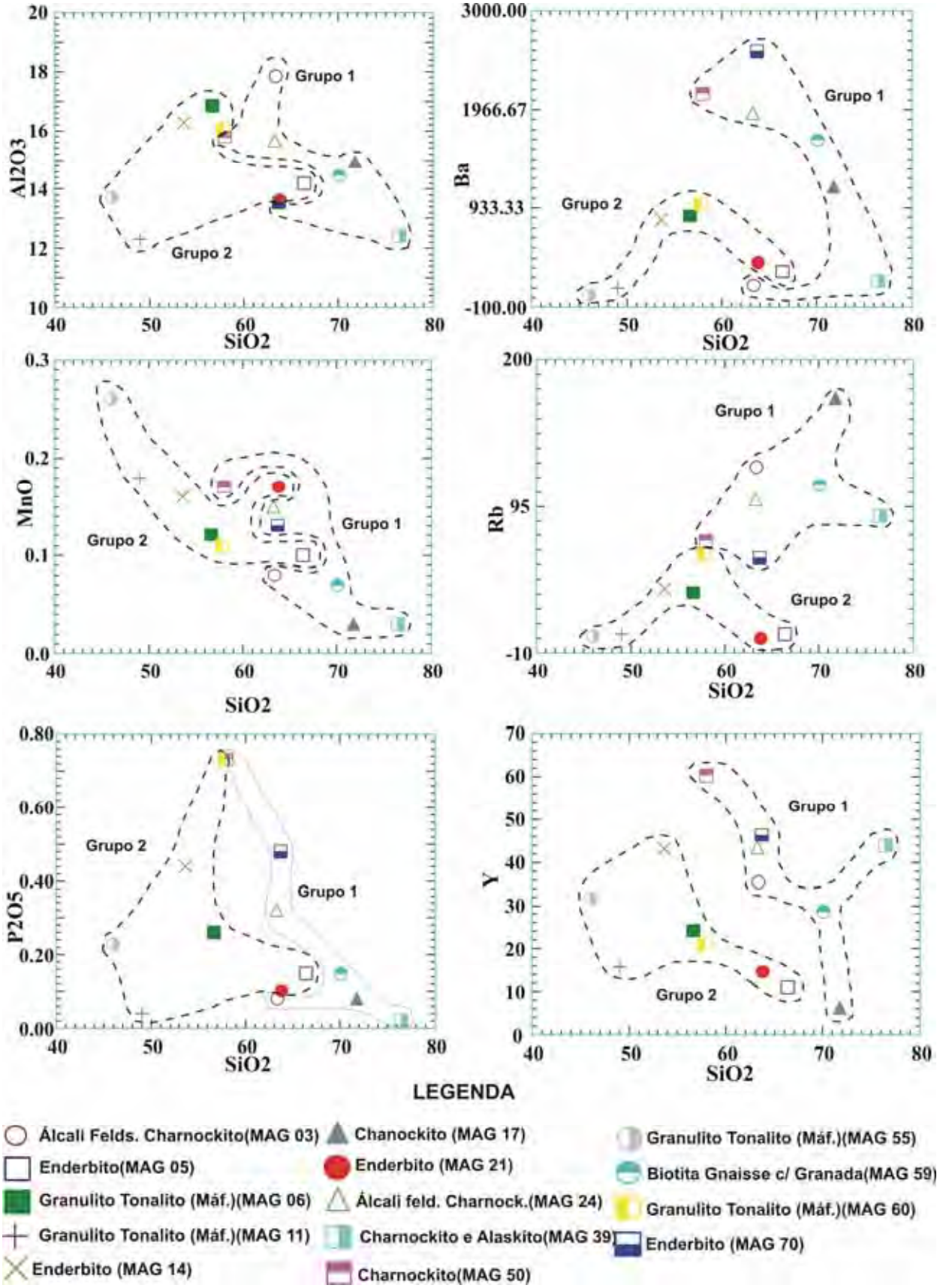


Figura 18 – Diagramas binários de SiO_2 versus Al_2O_3, MnO, P_2O_5, Ba, Rb e Y para as amostras da área de estudo.

6.3. Diagramas de Classificação e Discriminatório de ambiente

Os diagramas de classificação química mostram que as rochas da área variam desde o campo das rochas toleíticas a cálcio-alcalinas. As amostras MAG 11 e MAG 055 (básicas) e a amostra MAG 21 (intermediária) pertencentes ao Grupo 2 encontram-se no campo toleítico. As amostras MAG 05 (ácida), MAG 06, MAG 14 e MAG 60 (intermediárias) também pertencentes ao Grupo 2 plotam no campo das cálcio-alcalinas. O restante das amostras (ácidas e intermediárias) pertencentes ao Grupo 1 plotaram no campo das cálcio-alcalinas (Diagrama AFM - Figura 19).

A alcalinidade das amostras é indicada no diagrama SiO_2 x Na_2O + K_2O (Irvine & Baragar 1971 – Diagrama TAS - Figura 19). Parte das amostras de composição intermediária apresenta tendência alcalina (charnockitos e álcali feldspato charnockitos – MAG 50, 03 e 24 – Grupo 1), o restante das amostras com composição variando de ácidas, intermediárias e básicas são subalcalinas (rochas dos Grupos 1 e 2) (Figura 20).

De acordo com o diagrama de Shand (1963) (Figura 19) as rochas que compõem o Grupo 2 tendem a ser metaluminosas e as amostras do Grupo 1 caem no campo das metaluminosas com exceção das amostras (MAG 03 e 39 – álcali feldspato charnockitos e charnockitos e alaskitos) que encontram-se no limite entre o campo metaluminoso e peraluminoso, as amostras MAG 17 e 59 (charnockito e biotita gnaisse com granada) mostram composição peraluminosa.

O diagrama de Winchester & Floyd 1977 (Figura 19) que trata da classificação magmática pode ser observado que há um alinhamento das amostras da área, saindo do campo dos basaltos com amostras que apresentam composição mais básica (MAG 55 e 11 – granulito tonalito - máfico) indo até o campo dos riolitos, onde termos intermediários (MAG 14 - enderbito, 06 e 60 – granulito tonalito - máfico, 50 - charnockito, 21 - enderbito, 70 - enderbito, 03 e 24 – álcali feldspato charnockito) evoluem para termos mais ácidos (MAG 05 - enderbito, 59 – biotita gnaisse com granada, 17 - charnockito, 39 – charnockitos e alaskitos). Esse alinhamento sugere uma evolução dessas rochas, provavelmente por processos de anatexia tendo como protólito as rochas do Grupo 2 (MAG 05, 06, 11, 14, 21, 55 e 60) de composição variando de básicas a ácidas chegando à composição final com rochas mais de composição intermediária a ácida do Grupo 1 (MAG 03, 17, 24, 39, 50, 59 e 70).

Os diagramas discriminantes de Pearce *et al.*, 1984, Y x Nb e Y + Nb x Rb (Figura 20), apontam para granito de arco vulcânico (VAG) com a presença da maioria das rochas de composição básica a ácida (Grupo 2) e granito intra placa (WPG) com a maioria das intermediárias a ácidas (Grupo 1).

Os diagramas utilizados para ambientes não são conclusivos, pois não foram construídos para esse tipo de rocha. Fornecem apenas indicações dos possíveis ambientes de origem dessas rochas. A amostra MAG 21 (enderbito) chama atenção por seu comportamento distinto em todos os diagramas.

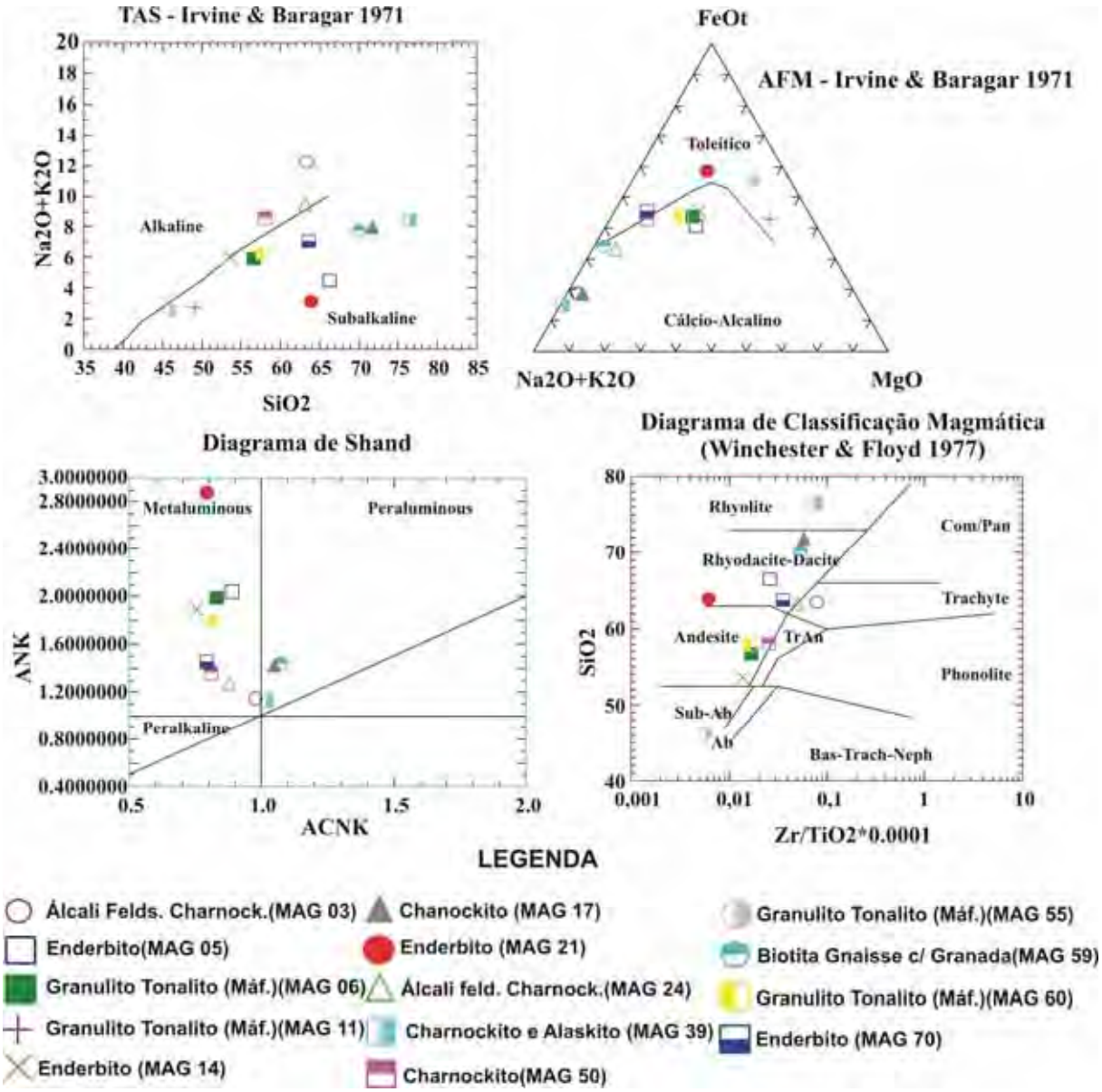


Figura 19 – Diagramas de classificação geoquímica.

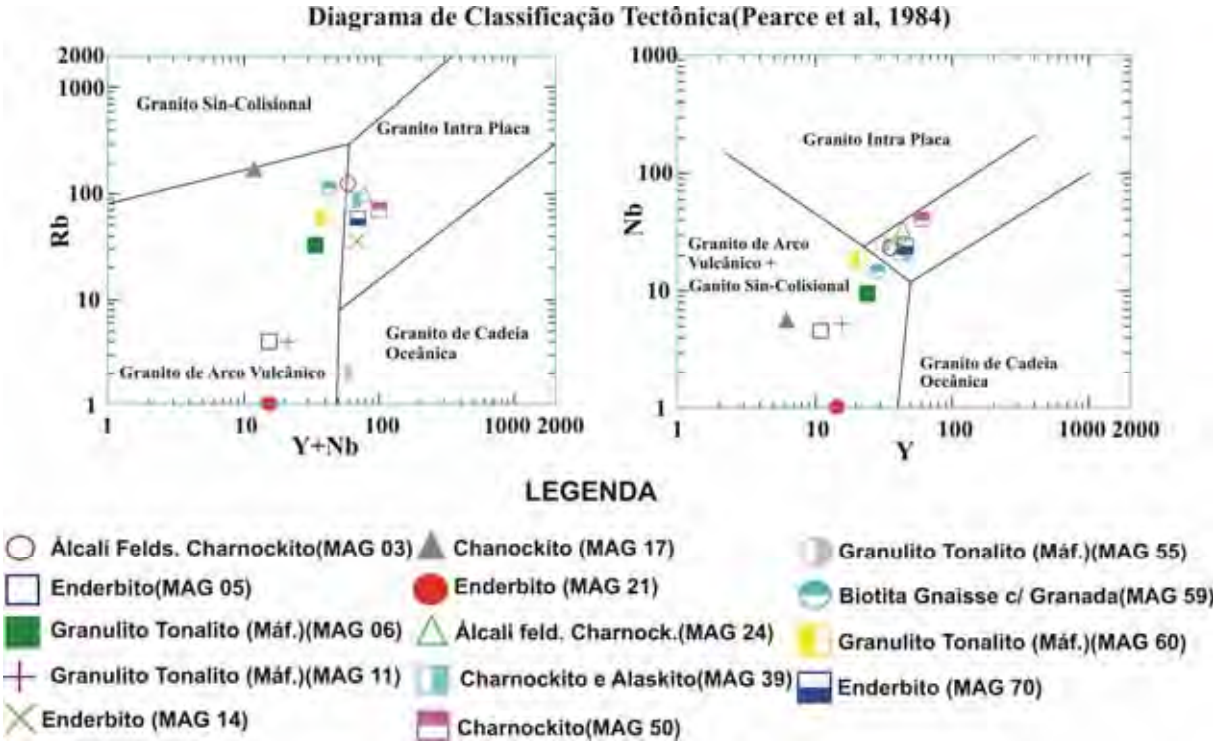


Figura 20 – Diagramas de classificação de ambientes geotectônicos.

O diagrama K_2O x Na_2O x CaO (Barker & Arth 1976), mostra um *trend* onde as rochas de composição mais básica (Grupo 2) evoluem para rochas de composição intermediária a ácidas (Grupo 1) (Figura 21).

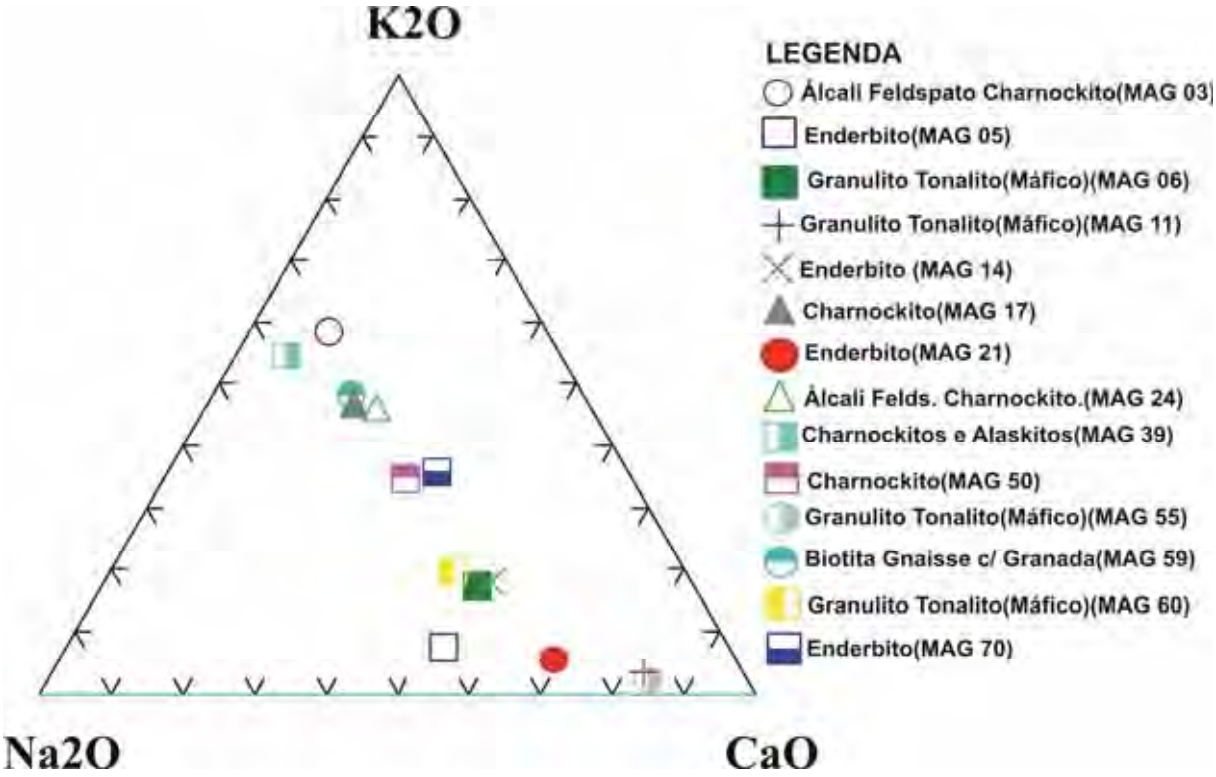


Figura 21 – Diagrama de alcalinidade (Baker & Arth 1976).

O diagrama de classificação de ambientes de formação de magmas com base nas razões de Ta/Yb e Th/Yb (Figura 22), mostra que as amostras plotadas, na sua maioria, caem no campo dos ambientes de manto empobrecido (Grupo 2, segundo diagramas ETRs) e podem representar assinatura geoquímica do protólito.

A classificação proposta no gráfico é baseada nas razões de elementos pesados e imóveis, levando a sugerir que o ambiente do protólito dessas rochas seja ortoderivado, tomando como base principalmente as amostras do Grupo 2 (MAG 05, 06, 11, 14, e 21), que apresentam assinatura geoquímica, segundo diagramas ETRs e multielementos do protólito.

O fato de algumas amostras se situarem fora das classificações propostas pelo diagrama (MAG 03 e 17) pode ser explicado pelo fato dessas amostras terem sido formadas a partir de uma crosta retrabalhada por fusão parcial, onde a mobilização dos elementos leves e pesados tenha ocorrido afetando assim as razões desses elementos.

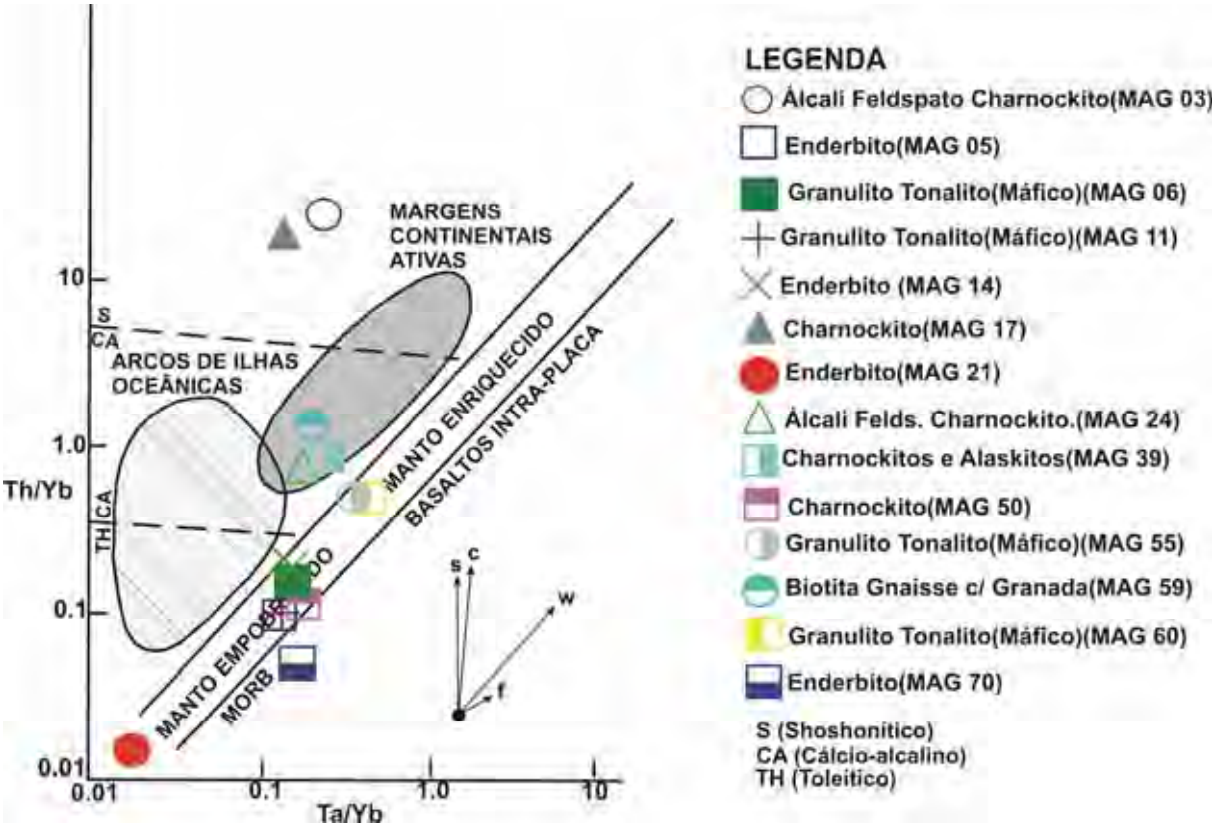


Figura 22 – Diagrama de variação Th/Yb versus Ta/Yb que mostra a diferença entre basaltos relacionados a subducção e basaltos oceânicos derivados de fontes esgotadas (MORB) e enriquecidas (OIB). Pearce, 1983.

A partir do comportamento dos elementos maiores, traços e ETRs, para as amostras, pode-se sugerir uma fonte única para a seqüência estudada, com pulsos magmáticos diferentes. Posteriormente modificações podem ter sido acarretadas por processos de anatexia, ocorridos durante o metamorfismo principal de fácies granulito.

O comportamento das amostras sugere cogeneticidade mostrada nos *trends* regulares observados nos diagramas de Harker e aponta para uma suíte magmática diferenciada, indicada nos diagramas AFM e K_2O x Na_2O x CaO, e que não foi obliterada pelo metamorfismo. As amostras com comportamento mais toleítico (MAG 11, 21 e 55) representam material mais primitivo dentro do conjunto de rochas presentes na área.

7. QUÍMICA MINERAL

Para a confecção do capítulo de química mineral foram utilizadas os resultados da análise de 9 (nove) amostras. Os minerais analisados foram: anfibólios, piroxênios (ortopiroxênio e clinopiroxênio), granada, biotita e feldspatos/plagioclásios.

As análises foram feitas no Laboratório de Microssonda Eletrônica – ME, da Universidade de São Paulo, inicialmente em duas etapas. A primeira etapa foi realizada em 03 (três) dias com as primeiras 6 (seis) amostras, sendo reservado 1 (um) dos dias à marcação das coordenadas das lâminas. A segunda etapa foi realizada no período de 15 a 18/06/2010 com a análise das 3 (três) amostras restantes.

O tratamento dos dados foi realizado com o auxílio do software Minpet 2.02 (Richard, 1995), para ambiente Windows, o qual possibilita o uso de diversos modelos de cálculos de fórmulas estruturais minerais bem como diagramas de classificação para os minerais analisados.

O cálculo das fórmulas estruturais obedeceu aos seguintes parâmetros: anfibólios - com 15 cátions e 23 oxigênios (Robinson *et al*., 1981), classificação de anfibólios segundo Leake & Winchel, 1978; feldspatos – base de 32 oxigênios (Deer *et al*., 1966), plagioclásios – com 32 oxigênios (Deer *et al*., 1966); piroxênios – com 4 cátions e 6 oxigênios (Cawthorn & Collerson, 1974); biotitas – base de 32 oxigênios (Deer et al., 1966) e granadas – base de 8 cátions,12 oxigênios e proporções Fe^{+2} e Fe^{+3} (Knowles, 1987), com membros finais das granadas conforme Rickwood (1968).

7.1. Anfibólios Cálcicos

Considerando as relações ($Mg/(Mg+Fe^{+2})$ X TSi (ANa + AK) $\geq$ 0.5) (Leake & Winchel, 1978) o anfibólio na sua maioria está posicionado no campo hastingsita magnesiana (MAG 05 - enderbito, MAG 06 – granulito tonalito (máfico), MAG 11 – granulito tonalito (máfico) e MAG 21 – enderbito) e as amostras (MAG 24 – álcali feldspato charnockito e MAG 50 – charnockito) tem sua composição variando entre hastingsita magnesiana e hornblenda hastingsita magnesiana. A amostra MAG 14 – enderbito tem sua composição plotando no campo da hornblenda hastingsita magnesiana (Figura 23).

Os anfibólios do granulito tonalito (máfico) - MAG 55, plotam no campo da hornblenda ferroan pargasita (Figura 23), levando em consideração a relação ($Mg/(Mg+Fe^{+2})$ X TSi (ANa + AK) $\geq$ 0.5) e também a relação $Al^{VI} > Fe^{+3}$ (Leake & Winchel, 1978) (Figura 23).

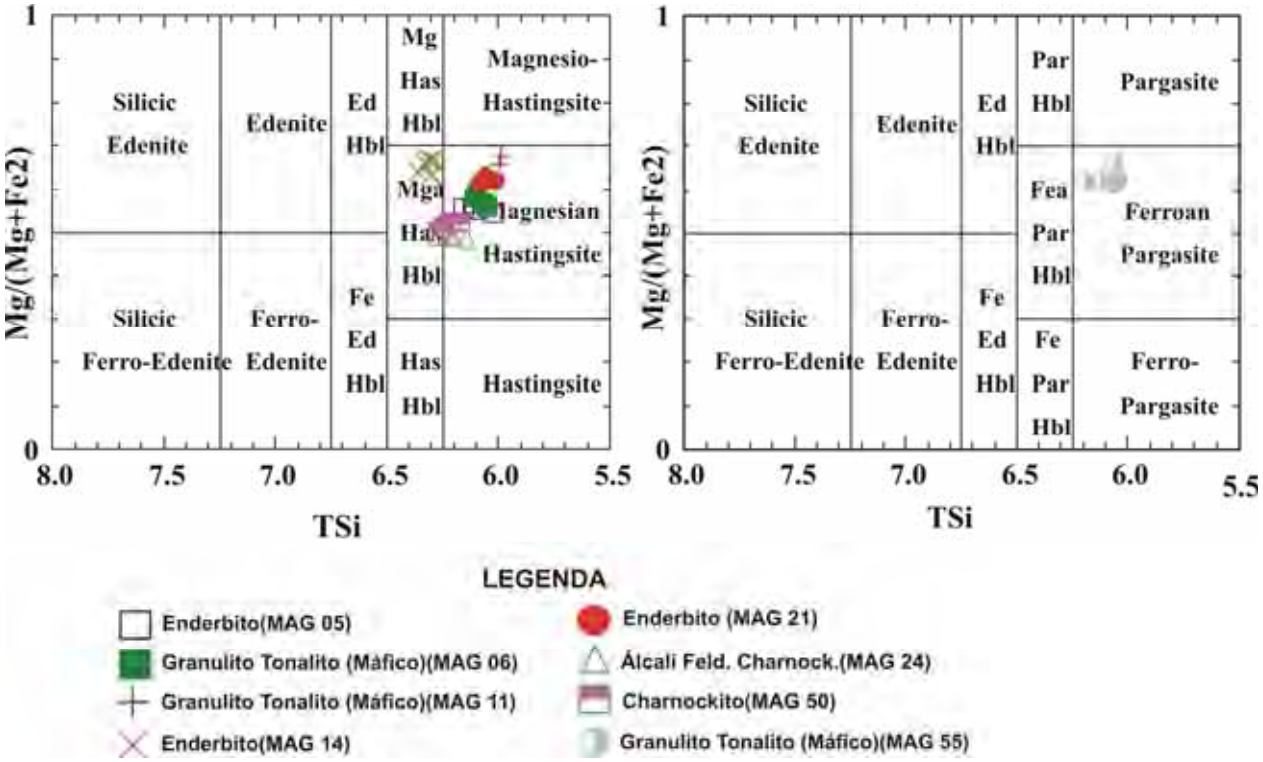


Figura 23 – Diagrama de classificação dos anfibólio cálcicos ($Mg/(Mg+Fe^{+2})$ X TSi (ANa + AK) > 0.5) e ($Mg/(Mg+Fe^{+2})$ X TSi (ANa + AK) < 0.5) (Leake & Winchel, 1978). (A – $Al^{IV}<Fe^{3+}$) (B – $Al^{VI} >Fe^{3+}$).

A fórmula estrutural dos anfibólios analisados corresponde aos seguintes valores para:

Enderbitos (MAG 05 e 21) - $Na_{(0,253 – 0,405)}$ $K_{(0,360 – 0,439)}$ $Ca_{(1,776 – 1,903)}$ $Mn_{(0,008 – 0,016)}$ $Fe^{+2}_{(1,396 – 1,906)}$ $Mg_{(2,123 – 2,486)}$ $Ti_{(0,209 – 0,235)}$ $Fe^{+3}_{(0,310 – 0,616)}$ $Al^{VI+IV}_{(2,148 – 2,414)}$ $Si_{(6,019 – 6,155)}$ $O_{22}(OH)_2$ (Tabelas 01 e 02 – Anexo 01).

Granulitos Tonalitos (Máficos) (MAG 06) - $Na_{(0,363 – 0,446)}$ $K_{(0,385 – 0,405)}$ $Ca_{(1,804 – 1,896)}$ $Mn_{(0,011 – 0,015)}$ $Fe^{+2}_{(1,635 – 1,861)}$ $Mg_{(2,272 – 2,369)}$ $Ti_{(0,203 – 0,327)}$ $Fe^{+3}_{(0,168 – 0,459)}$ $Al^{VI+IV}_{(2,133 – 2,315)}$ $Si_{(6,053 – 6,141)}$ $O_{22}(OH)_2$ (Tabelas 01 e 02 – Anexo 01).

Charnockito (MAG 50) - $Na_{(0,363 – 0,465)}$ $K_{(0,319 – 0,348)}$ $Ca_{(1,727 – 1,813)}$ $Mn_{(0,016 – 0,022)}$ $Fe^{+2}_{(1,850 – 1,989)}$ $Mg_{(2,080 – 2,146)}$ $Ti_{(0,184 – 0,281)}$ $Fe^{+3}_{(0,356 – 0,602)}$ $Al^{VI+IV}_{(1,921 – 2,121)}$ $Si_{(6,173 – 6,266)}$ $O_{22}(OH)_2$ (Tabela 01 – Anexo 01).

Álcali Feldspato Charnockito (MAG 24) - $Na_{(0,379 - 0,472)}$ $K_{(0,314 - 0,346)}$ $Ca_{(1,719 - 1,792)}$ $Mn_{(0,024 - 0,031)}$ $Fe^{+2}_{(1,885 - 2,084)}$ $Mg_{(1,932 - 2,079)}$ $Ti_{(0,209 - 0,268)}$ $Fe^{+3}_{(0,309 - 0,521)}$ $Al^{VI+IV}_{(1,965 - 2,213)}$ $Si_{(6,142 - 6,268)}$ $O_{22}(OH)_2$ (Tabela 01 – Anexo 01).

7.2. Piroxênios

O cálculo da fórmula dos piroxênios foi feito com base em 6 (seis) oxigênios de 9 (nove) amostras: MAG 05, MAG 14 e MAG 21 (enderbitos), MAG 06, MAG 11, MAG 55 e MAG 60 (granulito tonalito (máfico), MAG 24 (álcali feldspato charnockito) e MAG 50 (charnockito).

Análises petrográficas dos piroxênios mostraram que os enderbitos (MAG 05, MAG 14 e 21) apresentam os dois tipos de piroxênios, o ortopiroxênio com coloração marrom exibindo pleocroísmo rosa e o clinopiroxênio que se desenvolve no interior do ortopiroxênio. O ortopiroxênio das amostras de enderbitos analisadas foi classificado como hiperstênio enstatita e o clinopiroxênio plota no campo do diopsídio (Figura 24).

A amostra de granulito tonalito (máfico) (MAG 11) exibe piroxênios com comportamento semelhante aos enderbitos onde ortopiroxênio e clinopiroxênio são encontrados em associação como lamelas de intercrescimento entre ambos. O ortopiroxênio é classificado como hiperstênio enstatita e o clinopiroxênio como diopsídio (Figura 24). A amostra MAG 06 possui apenas o ortopiroxênio com composição hiperstênio enstatita e as amostras MAG 55 e MAG 60, clinopiroxênio plotando no campo do diopsídio (Figura 24).

No álcali feldspato charnockito (MAG 24) foram encontrados ortopiroxênio e clinopiroxênios que petrograficamente encontra-se em associação em coroas reacionais formadas por ortopiroxênio em torno de clinopiroxênio. O ortopiroxênio enquadra-se no campo do ferrosilita (hiperstênio) e o clinopiroxênio apresenta composição do diopsídio-augita (Figura 24).

Os charnockitos representados pela amostra (MAG 50) exibem piroxênios (ortopiroxênio) de cor marrom claro e pleocroísmo rosa e composição do hiperstênio ferrosilita (Figura 24).

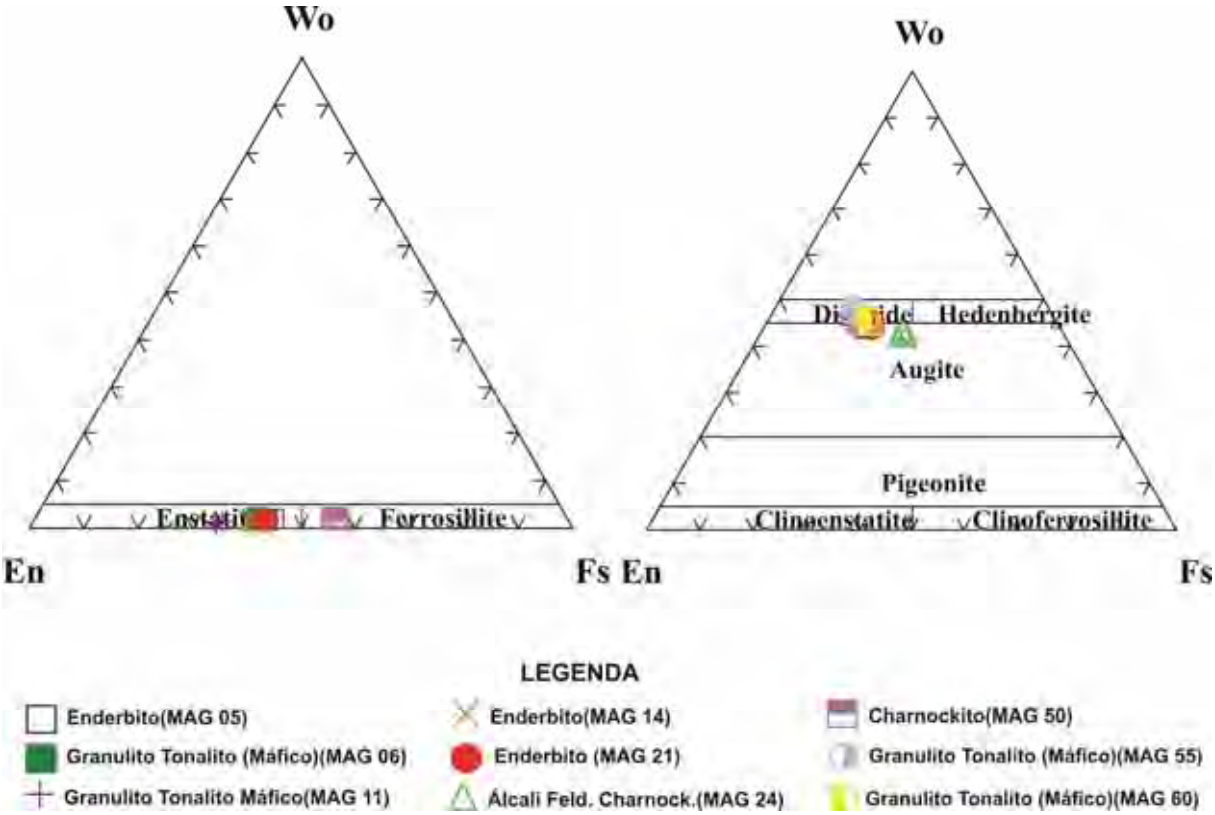


Figura 24 - Diagrama de classificação de ortopiroxênios e de clinopiroxênios das amostras analisadas.

A fórmula estrutural para os enderbitos tem a seguinte distribuição: **ortopiroxênio** - $Ca_{(0,027 – 0,036)}$ $Mn_{(0,017 – 0,036)}$ $Mg_{(0,001 – 0,993)}$ $Fe^{+2}_{(0,232 – 0,844)}$ $Ti_{(0,001 – 0,005)}$ $Al^{VI+IV}_{(0,000 - 0,136)}$ $Si_{(1,930 – 2,704)}$ O_6; **clinopiroxênio** - $Na_{(0,037 – 0,062)}$ $Ca_{(0,821 – 0,863)}$ $Mn_{(0,007 – 0,018)}$ $Mg_{(0,658 – 0,686)}$ $Fe^{+2}_{(0,079 – 0,119)}$ $Ti_{(0,007 – 0,011)}$ $Al^{VI+IV}_{(0,115 – 0,182)}$ $Si_{(1,889 – 1,913)}$ O_6 (Tabelas 03 e 04 – Anexo 01).

Para os granulitos tonalitos (máficos) a fórmula estrutural é representada por: **ortopiroxênio** - $Ca_{(0,028 – 0,040)}$ $Mn_{(0,020 – 0,025)}$ $Mg_{(0,960 – 0,989)}$ $Fe^{+2}_{(0,780 – 0,823)}$ $Ti_{(0,002 – 0,003)}$ $Al^{VI+IV}_{(0,045 - 0,096)}$ $Si_{(1,943 – 1,961)}$ O_6 (Tabelas 03 e 04 – Anexo 01).

O álcali feldspato charnockito possui a seguinte fórmula estrutural: **ortopiroxênio** - $Ca_{(0,033 – 0,035)}$ $Mn_{(0,027 – 0,058)}$ $Mg_{(0,569 – 0,824)}$ $Fe^{+2}_{(0,096 – 0,904)}$ $Ti_{(0,004 – 0,004)}$ $Al^{VI+IV}_{(0,028 - 0,083)}$ $Si_{(1,963 – 1,976)}$ O_6; **clinopiroxênio** - $Na_{(0,052 – 0,063)}$ $Ca_{(0,796 – 0,821)}$ $Mn_{(0,025 – 0,028)}$ $Mg_{(0,558 – 0,601)}$ $Fe^{+2}_{(0,096 – 0,119)}$ $Ti_{(0,003 – 0,008)}$ $Al^{VI+IV}_{(0,068 – 0,122)}$ $Si_{(1,936 – 1,963)}$ O_6 (Tabela 03 – Anexo 01).

Nos charnockitos a fórmula estrutural tem a seguinte distribuição: **ortopiroxênio** - $Ca_{(0,033 – 0,044)}$ $Mn_{(0,041 – 0,043)}$ $Mg_{(0,843 – 0,853)}$ $Fe^{+2}_{(0,912 – 0,924)}$ $Ti_{(0,001 – 0,004)}$ $Al^{VI+IV}_{(0,005 - 0,066)}$ $Si_{(1,971 – 1,999)}$ O_6 (Tabela 03 – Anexo 01).

7.3. Granada

A granada foi analisada em 2 (duas) amostras MAG 55 e MAG 60 – granulito tonalito (máfico) e foi calculada com base de 8 cátions,12 oxigênios e proporções Fe^{+2} e Fe^{+3} (Knowles, 1987), com membros finais das granadas conforme Rickwood (1968).

Os cristais de granada analisados na amostra correspondem a porfiroblastos circundados por uma matriz composta por quartzo, plagioclásio, hornblenda, ortopiroxênio e clinopiroxênio.

No gráfico que plota as proporções de almandina-grossulária-piropo a granada tem uma tendência ao termo almandina e no gráfico com as proporções de espessartita-grossulária-piropo a mesma se posiciona na porção intermediária do gráfico, mas ainda com tendência ao termo almandina (ferro magnesiana). Os membros finais de sua composição são os seguintes: almandina $_{(45,621 - 48,374)}$ – grossulária $_{(27,207 - 30,621)}$ – piropo – $_{(21,137 - 24,565)}$ – espessartita $_{(1,256 - 1,769)}$ – uvarovita $_{(0,067 - 0,418)}$ (Figura 25).

A fórmula representativa das granadas é a seguinte: $Ca_{(1,630 - 1,839)}$ $Mn_{(0,076 - 0,106)}$ $Mg_{(1,286 - 1,465)}$ $Fe^{+3}_{(0,000 - 0,000)}$ $Fe^{+2}_{(2,729 - 2,943)}$ $Al^{VI}_{(3,886 - 4,023)}$ $Si_{(5,790 - 5,969)}$ O_{12} (Tabelas 05 e 06 – Anexo 01).

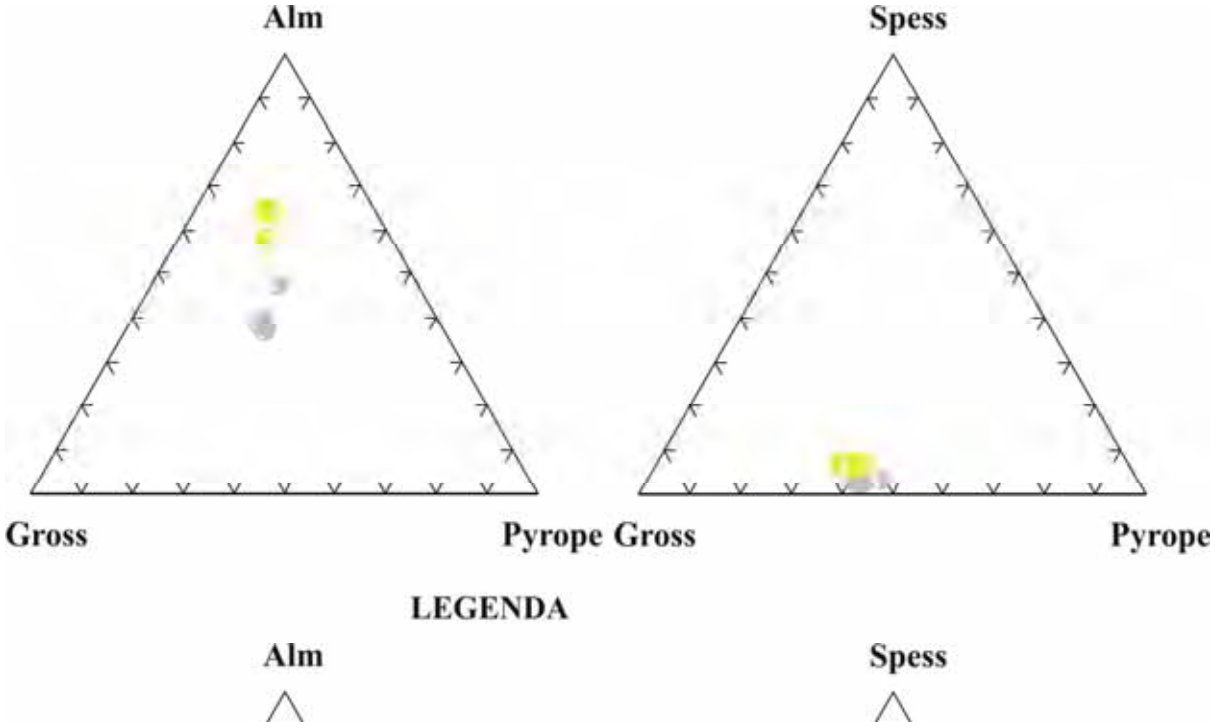


Figura 25 - Proporções dos membros finais de almandina-grossulária-piropo e espessartita-grossulária-piropo.

7.4. Feldspato Potássico

O feldspato potássico ocorre principalmente como pertitas ricas em K e com muito pouco Na, alguns desses cristais chegam a formar mesopertitas. Foram calculados com base em 32 oxigênios.

Conforme as proporções de albita-ortoclásio nos feldspatos potássicos, as análises mostram a seguinte composição: álcali feldspato charnockito - $Ab_{(17,80 - 33,50)}$ $Or_{(61,60 - 81,8)}$ e charnockitos - $Ab_{(16,80 - 53,00)}$ $Or_{(33,70 - 82,6)}$.

O diagrama mostrado na Figura 26 apresenta a classificação dos feldspatos potássicos com base em Ortoclásio-Albita-Anortita. As amostras analisadas (MAG 24 – álcali feldspato charnockito e 50 - charnockitos) são muito ricas em K e plotam no campo do ortoclásio, ricos em Na na composição.

A fórmula estrutural para o feldspato potássico presente no álcali feldspato charnockito é a seguinte: $K_{(2,496 - 3,280)}$ $Na_{(0,715 - 1,357)}$ $Ca_{(0,014 - 0,200)}$ $Al_{(4,093 - 4,256)}$ $Ba_{(0,039 - 0,055)}$ $Si_{(11,699 - 11,898)}$ O_{32} (Tabela 07 – Anexo 01).

Nos charnockitos a fórmula representativa é composta por: $K_{(1,351 - 3,228)}$ $Na_{(0,656 - 2,124)}$ $Ca_{(0,026 - 0,542)}$ $Al_{(4,136 - 4,582)}$ $Ba_{(0,030 - 0,091)}$ $Si_{(11,383 - 11,863)}$ O_{32} (Tabela 07 – Anexo 01).

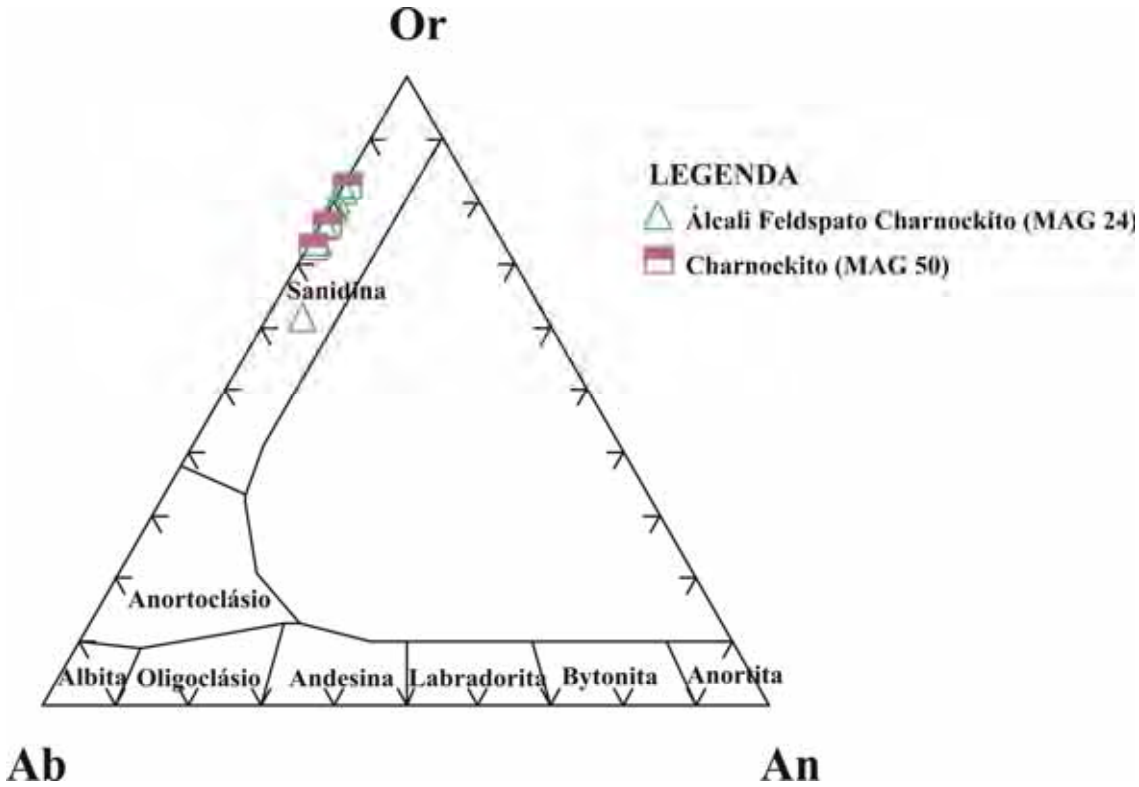


Figura 26 – Classificação do feldspato potássico de acordo com o diagrama Ab-An-Or das amostras analisadas por microssonda eletrônica.

7.5. Plagioclásios

São observados nas análises petrográficas em associação com o feldspato potássico formando pertitas onde duas fases de diferentes composições, uma mais potássica e outra mais sódica, coexistem num intercrescimento ou textura onde o feldspato potássico se apresenta como hóspede na forma de lamelas ou manchas alongadas onde o plagioclásio está presente como hospedeiro (antipertita). Esse comportamento é observado nas amostras (MAG 24 – álcali feldspato charnockito e MAG 50 – charnockitos). Nas amostras de enderbitos (MAG 05 e MAG 21) e granulitos tonalitos (máficos) (MAG 06 e 55) o plagioclásio se apresenta exibindo geminação polissintética e não se observa presença de pertitas. Os cálculos da fórmula estrutural dos minerais foram feitos com base em 32 oxigênios.

Conforme as proporções de albita-anortita para os plagioclásios as análises mostram para: enderbitos - $Ab_{(47,4 - 65,70)}$ $An_{(31,8 - 48,30)}$ (andesina); granulito tonalito (máfico) - $Ab_{(61,80 - 64,20)}$ $An_{(32,30 - 36,60)}$; álcali feldspato charnockito - $Ab_{(74,30 - 76,10)}$ $An_{(22,40 - 23,70)}$ (oligoclásio); charnockitos $Ab_{(74,30 - 76,00)}$ $An_{(21,70 - 23,50)}$ (oligoclásio); granulitos tonalito (máfico) - $Ab_{(69,30 - 81,40)}$ $An_{(15,40 - 31,40)}$ (oligoclásio). Os plagioclásios posicionam-se entre os campos do oligoclásio-andesina (Figura 27).

Considerando as proporções entre albita-anortita para os plagioclásios analisados estão situados nos campos do oligoclásio e andesina de acordo com cada amostra analisada. As amostras de enderbitos (MAG 05 e MAG 21) e granulitos tonalitos (máficos) (MAG 06) plotam no campo da andesina. Os álcali feldspato charnockito (MAG 24) e charnockitos (MAG 50) plotam no campo do oligoclásio. O granulito tonalito (máfico) (MAG 55) tem a composição do plagioclásio variando de oligoclásio a andesina com predomínio das amostras no campo do oligoclásio. (Figura 27).

A fórmula estrutural para os enderbitos é a seguinte: $Na_{(1,877 - 2,599)}$ $Ca_{(1,257 - 1,931)}$ $Al_{(5,142 - 5,796)}$ $Si_{(10,144 - 10,824)}$ O_{32} (Tabela 07 e 08 – Anexo 01).

Para os granulitos tonalitos (máficos) a fórmula estrutural tem a seguinte composição: $Na_{(2,350 - 2,588)}$ $Ca_{(1,296 - 1,423)}$ $Al_{(5,248 - 5,381)}$ $Si_{(10,600 - 10,719)}$ O_{32} (Tabelas 07 e 08 – Anexo 01).

Os álcali feldspato charnockito apresentam a seguinte fórmula representativa: $Na_{(2,908 - 3,054)}$ $Ca_{(0,891 - 0,934)}$ $Al_{(4,918 - 4,955)}$ $Si_{(11,041 - 11,084)}$ O_{32} (Tabela 07 – Anexo 01).

Nos charnockitos a fórmula estrutural é a seguinte: $Na_{(2,914 - 3,018)}$ $Ca_{(0,848 - 0,932)}$ $Al_{(4,840 - 4,940)}$ $Si_{(11,703 - 11,340)}$ O_{32} (Tabela 07 – Anexo 01).

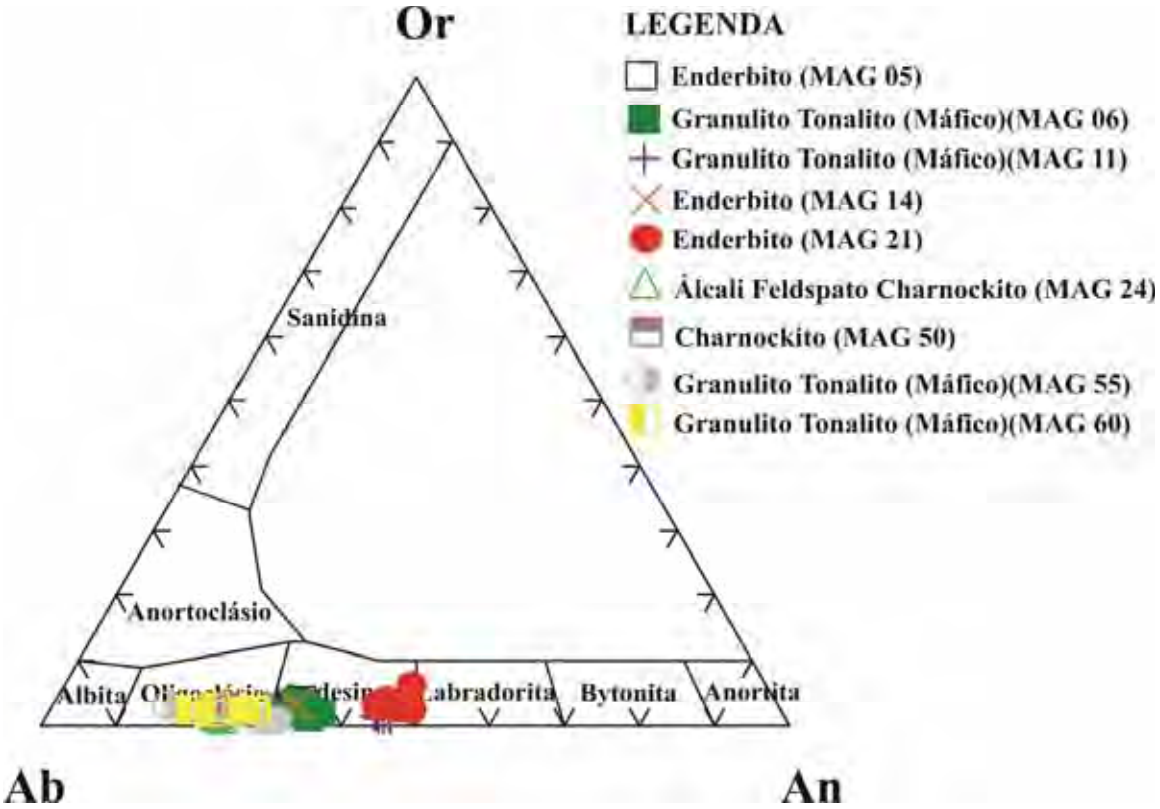


Figura 27 – Diagrama Ab-An-Or mostrando a classificação do plagioclásio das amostras analisadas.

7.6. Biotita

O mineral de biotita analisado foi apenas da amostra MAG 60 e seus cálculos foram feitos com base em 32 oxigênios. Os cristais de biotita petrograficamente são observados em associação com a hornblenda, podendo ser oriunda de final de cristalização. Possuem cor acastanhada com alguns minerais avermelhados.

A figura 28 mostra a distribuição das análises segundo a quantidade de Fe/(Fe + Mg) versus Al na posição IV. De acordo com o diagrama observa-se que a amostra concentra-se na parte inferior do diagrama entre os termos flogopita-anita.

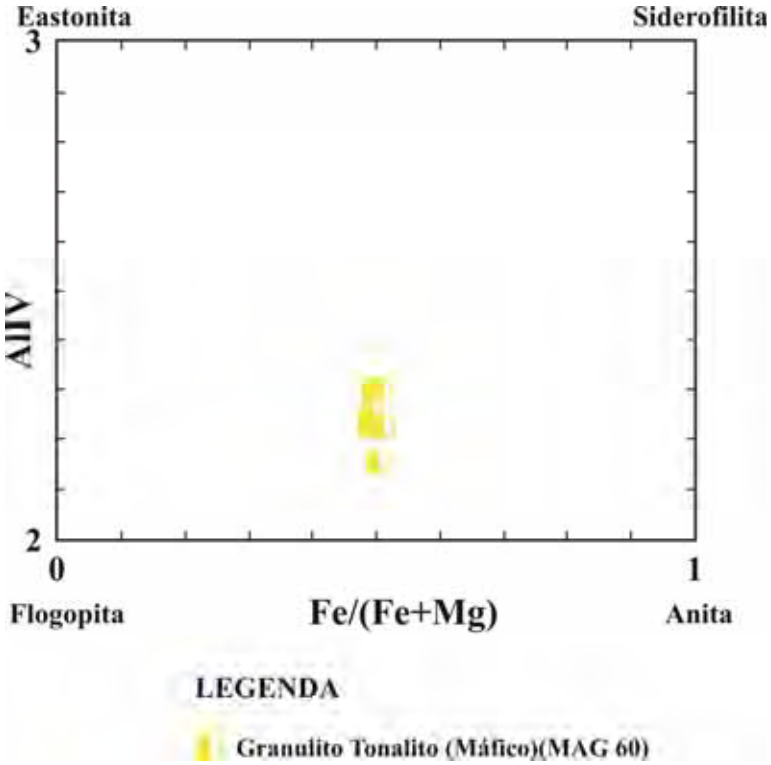


Figura 28 – Diagrama mostrando a composição das biotitas analisadas.

A coexistência da biotita com outros minerais, para fins de avaliação do efeito de compatibilidade petrogenética, pode ser observada através do diagrama FeO-MgO-Al_2O_3 (Nockolds, 1974), que delimita quatro campos distintos para a coexistência da biotita (Figura 29).

Para a amostra analisada, as biotitas situam-se no campo de coexistência com hornblenda e biotita (H+B).

Sua fórmula estrutural corresponde aos valores de: $K_{(1,911 - 2,049)}$ $Na_{(0,002 - 0,034)}$ $Mg_{(2,486 - 2,711)}$ $Fe^{+2}_{(2,500 - 2,666)}$ $Mn_{(0,002 - 0,007)}$ $Al^{VI}_{(0,457 - 0,662)}$ $Ti_{(0,525 - 0,589)}$ $Si_{(5,767 - 5,844)}$ $Al^{IV}_{(2,156 - 2,304)}$ O_{20} $[F_{(0,00 - 0,770)}$ $Cl_{(0,000 - 0,060)}$ OH (Tabela 09 – Anexo 01).

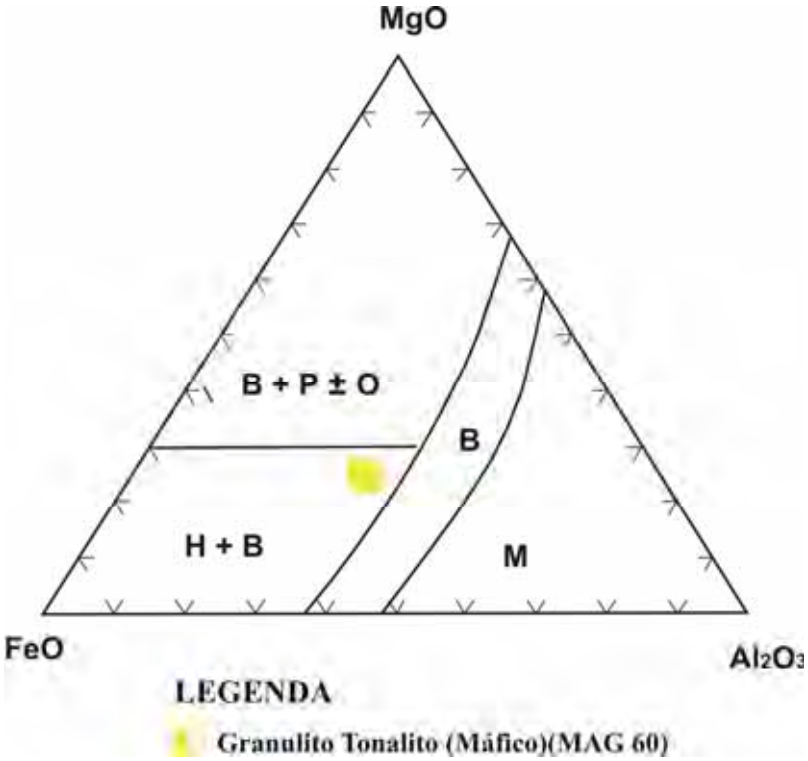


Figura 29 – Classificação da biotita de acordo com o diagrama FeO-MgO-Al_2O_3 (Nockolds, 1974). Símbolos: M – moscovita; B – biotita; B+P±O – biotita, piroxênio e olivina e H+B – hornblenda e biotita.

8. DADOS ISOTÓPICOS

8.1. Introdução

O samário e o neodímio são elementos terras raras que possuem raio iônico (0.96 e 1.0 Å) e número atômico muito próximos (62 e 60), respectivamente, e a mesma valência (carga +3) fazendo com que ambos caminhem juntos no ciclo geoquímico, resultando em razões Sm/Nd pouco diferenciadas, normalmente variando de 0.10 a 0.37 em rocha total e nos diferentes minerais constituintes das rochas.

Apesar de o Sm possuir 7 (sete) isótopos, somente o 147 (15% do Sm total) é radioativo de forma que se transforma por emissão de uma partícula α gerando o isótopo 143 do Nd (Vidal, 1998). O período dessa desintegração é muito grande (106 Ga, ou seja $\lambda = 6{,}54 \times 10^{-12}$ anos^{-1}).

O método Sm/Nd baseia-se nessa desintegração e a utilização deste sistema para datação de rochas é relacionada à habilidade desses elementos residirem em muitos minerais como plagioclásio, clinopiroxênio, granada e minerais acessórios como allanita, zircão e apatita, (Faure, 1986).

8.2. Idade isocrônica

Segundo Dickin (1995), considerando-se o decaimento do ^{147}Sm em um dado sistema, rocha ou mineral, sua idade é determinada pela equação do diagrama isocrônico:

$$(^{143}Nd/^{144}Nd) = (^{143}Nd/^{144}Nd)i + (^{147}Sm/^{144}Nd)\,(e^{\lambda t} - 1),$$

onde i é a abundância inicial e t a idade do sistema.

Segundo Faure (2001), na maioria dos casos, numa mesma rocha, as isócronas Sm/Nd com rocha total fornecem idades superiores às obtidas pelas isócronas Rb/Sr pelo fato do Sm e Nd serem menos móveis durante alterações termais ou hidrotermais. As razões Sm/Nd são pouco diferenciadas, com isso os valores de $^{143}Nd/^{144}Nd$ e de $^{147}Sm/^{144}Nd$ quando lançados no diagrama isocrônico não apresenta um grande espalhamento dos pontos mostrando uma idade pouco segura. Combinando-se os dados isotópicos de rocha total com alguns de seus minerais constituintes com razões Sm/Nd elevadas, principalmente granadas e clinopiroxênios, obtém-se um espalhamento satisfatório no diagrama isocrônico e a idade obtida tem significado geológico.

8.3.Idades Modelo (T_{DM}) Sm/Nd

A idade modelo (T_{DM}) se baseia no fraco fracionamento da razão Sm/Nd ao longo de várias transformações como alterações, sedimentação, metamorfismo, fusão parcial e cristalização fracionada (McCulloch e Wasseburg, 1978). É considerada a idade de extração do manto primordial, ou seja, período em que a residência crustal da rocha foi iniciada.

O decaimento do ^{147}Sm é dado pela seguinte equação:

$$(^{143}Nd/^{144}Nd) = (^{143}Nd/^{144}Nd)i + (^{147}Sm/^{144}Nd)\ (e^{\lambda t} - 1),$$

onde:

^{144}Nd é usado como isótopo de referência;

t é o tempo decorrido;

λ é a constante de decaimento ($6{,}54 \times 10^{-12}a^{-1}$);

m e i designam a razão isotópica atual da amostra e a razão inicial.

De Paolo (1981) e De Paolo e Wasserburg (1976), introduziram a notação ε_{Nd} para facilitar a interpretação dos dados de $^{143}Nd/^{144}Nd$ obtidos em rochas vulcânicas basálticas derivadas de magmas de fonte mantélica. O parâmetro ε_{Nd} é uma comparação da razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ da amostra estudada para a época de sua formação (ε^{t}_{CHUR}), ou de seu valor atual (ε^{0}_{CHUR}) com o valor de um reservatório condrítico uniforme padrão (CHUR) no presente.

Segundo Sato (1998), se na época de cristalização da rocha o magma parental tinha uma razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ mais elevada que o CHUR, o valor de $\varepsilon_{Nd}(t)$ é positivo, implicando que a fonte é o manto. Se o magma parental possuía uma razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ menor que a do CHUR, o valor de $\varepsilon_{Nd}(t)$ é negativo implicando que o magma é de origem crustal.

8.4.Dados Isotópicos das rochas da área de pesquisa

8.4.1. Samário e Neodímio (Sm/Nd)

Os dados apresentados referem-se à 7 (sete) amostras que foram analisadas pelo método Sm/Nd, no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília, utilizando o espectômetro de massa Finnigan MAT 262. Segundo método ICP-MS (Laser Ablation). O cálculo das idades modelo foi efetuado através do software Isoplot/Ex (versão 2.47).

Além do Sm/Nd foram determinados também os dados da razão inicial de

$^{87}Sr/^{86}Sr$ para as mesmas amostras.

Os dados da análise isotópica para $^{147}SM/^{144}Nd$ e $^{87}Sr/^{86}Sr$ e as amostras estão relacionados na Tabela 01.

Tabela 01 – Valores obtidos com as análise de $^{147}Sm/^{144}Nd$ e $^{87}Sr/^{86}Sr$.

Amostra	***Sm (ppm)***	***Nd (ppm)***	***$^{147}Sm/^{144}Nd$***	***$^{143}Nd/^{144}Nd$ (±1)σ***	***$\varepsilon_{Nd(0)}$***	***T_{DM} (Ga)***	***$^{87}Sr/^{86}Sr$***
MAG 03 – Álcali felds. Charnock.	17,192	110,093	0,0944	0,511763+/-13	-17,08	1,62	0.7562
MAG 06 – Granulito Máfico	7,639	41,133	0,1123	0,511576+/-	-20,72	2,19	0.7113
MAG 17 - Charnockito	2,294	15,171	0,0914	0,511937+/-	-13,67	1,37	0.7312
MAG 21 - Enderbito	2,279	9,357	0,1472	0,512409+/-	-4,46	1,44	0.7050
MAG 24 – Álcali felds. Charnock.	14,005	84,783	0,0999	0,511774+/-	-16,86	1,69	0.7153
MAG 39 – Charnockito - alaskito	10,444	49,146	0,1285	0,511705+/-	-18,19	2,38	0.7496
MAG 50 - Charnockito	15,112	80,447	0,1136	0,511779+/-	-16,77	1,91	0.7120

As idades T_{DM} obtidas para as amostras analisadas variam de 1,37 a 2,38 Ga. O valor mais antigo encontrado para as amostras (MAG 06 – granulito tonalito (máfico) e MAG 39 – charnockito e alaskito) de 2,29 Ga aproximadamente pode sugerir a idade de formação do protólito (Figura 30).

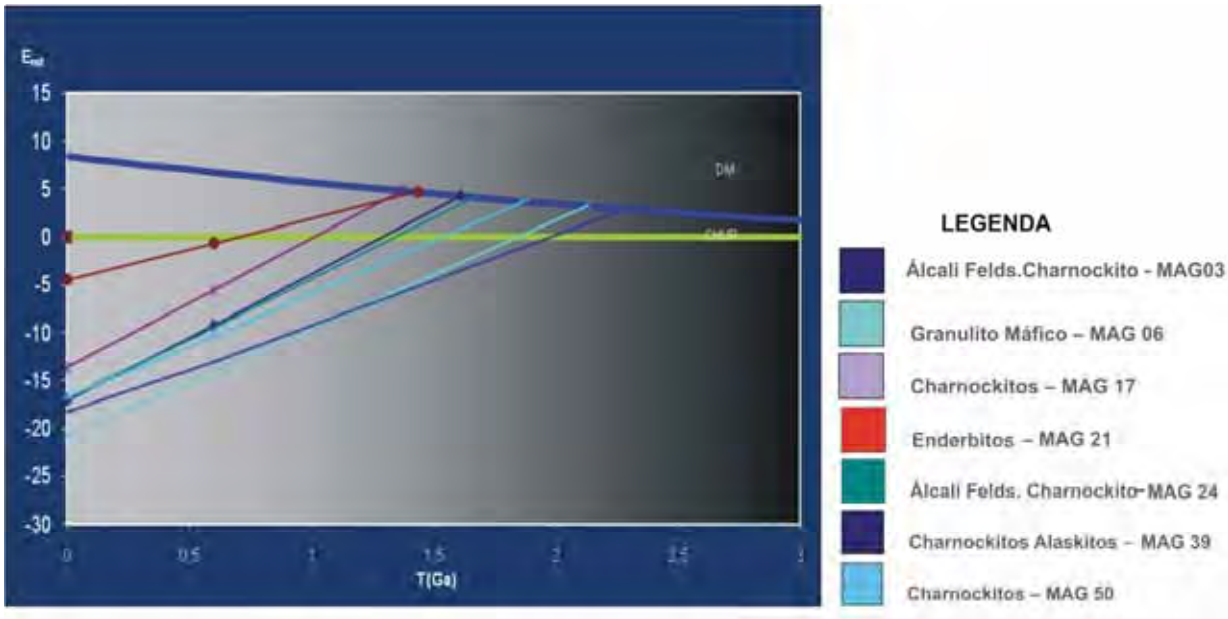


Figura 30 – Diagrama de De Paolo com os valores de ε_{Nd} para as rochas da área. Isoplot/Ex (versão 2.47).

Os valores de $\varepsilon_{ND(0)}$ apresentam-se negativos e variaram de – 4,46 a – 20,72 , o mesmo acontecendo com os valores de $\varepsilon_{Nd(T)}$ que variam de -0,67 (MAG -21) a -14,26 (granulito tonalito máfico), calculados para a idade de metamorfismo (600 Ma) podendo assim indicar que o conjunto de rochas da área permaneceu em ambiente crustal por um longo período, além de intenso retrabalhamento crustal (Tabela 02) (Figura 31).

A amostra MAG 21 apresenta valor de $\varepsilon_{Nd(T)}$ de -0,44, podendo indicar a presença de material juvenil por ocasião do evento metamórfico.

Janasi (2002) retrata a existência de valores de T_{DM} de 1,2 - 1,5Ga – na região ao sul do Complexo Guaxupé e interpreta como sendo possível material crustal mais novo e/ou podendo corresponder a misturas de material derivado da crosta mais antiga e material juvenil.

Tabela 02 – Dados de $\varepsilon_{Nd(T)}$ calculados pelo Isoplot/Ex (versão 2.47).

Amostra	**MAG 03**	**MAG 06**	**MAG 17**	**MAG 21**	**MAG 24**	**MAG 39**	**MAG 50**
$(^{143}Nd/^{144}Nd)_0$	0,511763	0,511576	0,511937	0,512409	0,511774	0,511705	0,511779
$^{147}Sm/^{144}Nd$	0,0944	0,1123	0,0914	0,1472	0,0999	0,1285	0,1136
$\varepsilon_{Nd(0)}$	**-17,07**	**-20,72**	**-13,67**	**-4,47**	**-16,85**	**-18,20**	**-16,76**
$\varepsilon_{Nd(600)}$	**-9,24**	**-14,26**	**-5,61**	**-0,67**	**-9,44**	**-12,99**	**-10,40**
$\varepsilon_{Nd(638)}$	**-8,74**	**-13,85**	**-5,11**	**-0,44**	**-8,98**	**-12,65**	**-9,99**
T_{DM} **(Ga)**	1,62	2,19	1,37	1,44	1,69	2,38	1,91

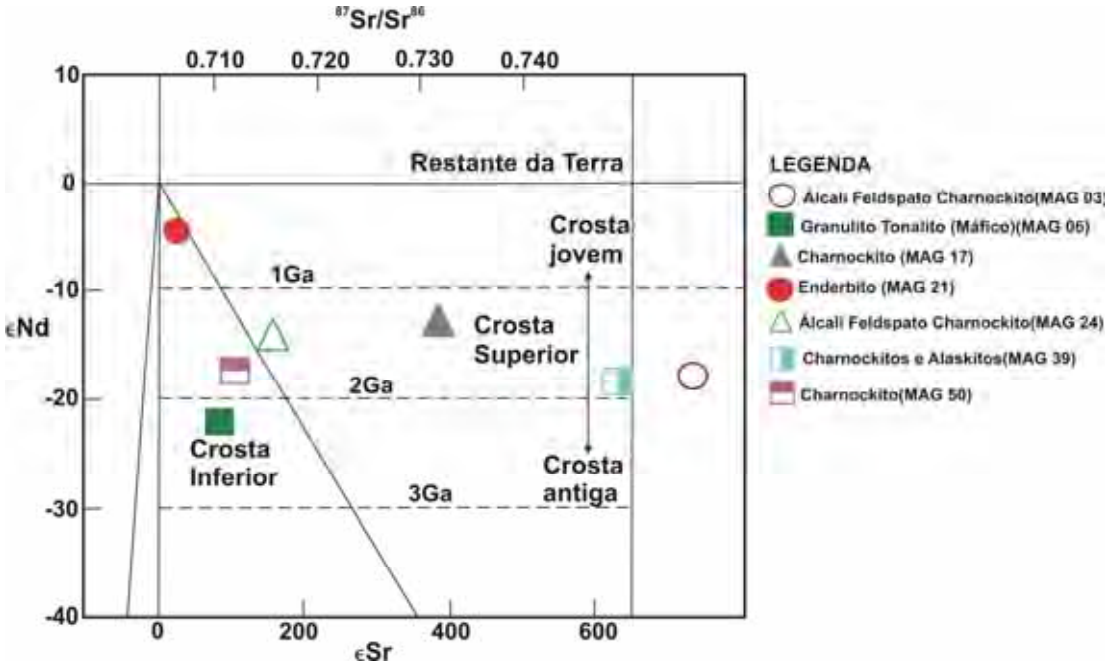


Figura 31 – Diagrama de $^{87}Sr/^{86}Sr$ versus $\varepsilon_{Nd(0)}$ mostrando as idades relativas das rochas crustais e a confirmação da assinatura geoquímica com a crosta inferior e superior pelas amostras da área (DePaolo & Wasserburg, 1979).

8.4.2. Idade U/Pb em Zircão

O método U-Pb é a mais robusta ferramenta geocronológica. O zircão, pelas suas características isotópicas e ampla ocorrência na maioria das rochas ígneas, sedimentares e metamórficas, é o principal, e freqüentemente único, acesso à história mais remota da crosta terrestre. A alta temperatura de bloqueio (~800^{o}C) aliada à propriedade de preservar fechado o sistema isotópico U-Th-Pb por domínios, permite a discriminação entre eventos mais velhos e mais novos, desde que o mais novo tenha alcançado equilíbrio, mesmo sob estágios avançados de fusão parcial, ou de metamorfismo de alta P e T. Por isso, nos meios geocronológicos, o zircão recebe o mesmo atributo popular do diamante: “Zircão é para sempre”.

O Sistema U-Pb baseia-se no de decaimento isotópico, sob taxas diferentes, de dois isótopos-pai (^{235}U e ^{238}U) que geram dois isótopos-filhos (^{207}Pb e ^{206}Pb, respectivamente). Trata-se de um sistema interdependente, bivariante.

O mineral mais utilizado para datar rochas pelo sistema U-Pb é o zircão ($ZrSiO_4$).

O princípio básico da representação do sistema baseia-se na curva de referência (Concórdia), a qual mostra, em diagrama de eixos coordenados, as

variações de razões isotópicas em função do tempo. Resultados analíticos que plotam exatamente sobre a concórdia têm idades $^{206}Pb/^{238}U$, $^{207}Pb/^{235}U$ e $^{207}Pb/^{206}Pb$ iguais e podem representar um sistema isotópico fechado e, por essa razão, são chamadas de concordantes. Razões localizadas fora da curva são designadas de discordantes.

A idade também pode ser calculada a partir de uma combinação da composição isotópica do Pb (Idade $^{207}Pb/^{206}Pb$) ou das razões Pb/U ("Idade Concórdia"). Essas últimas são mais precisas, podendo apresentar erros abaixo de 0,1% em datações por diluição isotópica.

As amostras da área escolhidas para fazer a datação em zircão pelo método U/Pb por Laser Ablation no total de duas apresentam composição básica (MAG 06 – granulito tonalito - máfico) e intermediária (MAG 03 – álcali feldspato charnockito) de alto grau metamórfico, esperando-se assim um resultado que mostre além do pico metamórfico da área as possíveis heranças dos processos anteriores ao pico metamórfico.

Os resultados obtidos mostram as idades de 638,4 ± 4,8 Ma (MAG 03 – álcali feldspato charnockito) e 629.2 ±6.1Ma (MAG 06 – granulito tonalito - máfico) (Figuras 32 e 33) (Tabela 03). Além da idade principal observam-se mais dois alinhamentos: um que indica idade máxima de 2000 Ma e outro com idade máxima de aproximadamente 2500 Ma (zircão com herança de eventos mais antigos), que pode indicar uma história complexa desse protólito, sendo considerado um evento importante em 2000 Ma e proveniência de rochas Arqueanas (Figura 34). Esse fato pode ser confirmado pelos resultados de Sm/Nd, que chegam a 2,29 Ga.

Tabela 03 – Tabela com valores isotópicos obtidos (dados para a geração dos diagramas concórdia).

Amostra	Idade 7/6	1s (Ma)	1s (%)	2s (%)	204Pb cps	Frac Pbc	Amostra Pb © corr. (Ma)	ρ (rho)	Th/U	206Pb/204Pb	Concordancia sem corr Pb	Concordancia com corr Pb
03 Z1	665.6	26.6	1.65	3.04	16.4	0.001	674.6	0.61	0.22	23898	101.35	104.63
04 Z2	626.5	18.1	1.47	2.67	10.8	0.000	674.1	0.81	0.48	88984	107.60	108.59
05 Z3	750.1	32.8	2.15	4.14	10.7	0.001	613.6	0.67	0.62	12228	81.81	86.48
06 Z4	630.5	61.2	3.83	3.98	8.6	0.003	634.4	0.63	0.76	6360	100.62	115.90
09 Z5	884.9	29.5	1.89	3.53	41.9	0.004	625.3	0.58	0.78	4950	70.66	78.76
10 Z6	609.1	28.7	1.88	3.53	5.7	0.001	639.3	0.67	0.38	23285	104.96	111.08
11 Z7	649.8	24.5	1.49	2.73	14.4	0.001	632.0	0.58	0.71	13515	97.26	103.13
12 Z8	560.2	98.2	7.00	7.07	7.6	0.007	628.8	0.73	0.61	2496	112.25	192.58
15 Z11	613.8	19.9	1.63	3.04	8.8	0.001	638.5	0.82	0.57	19149	104.03	108.88
19 Z13	670.1	14.9	1.61	2.98	14.0	0.000	644.5	0.91	0.93	52756	96.19	97.58
20 Z14	1728.5	23.6	2.00	3.81	46.1	0.011	676.8	0.71	0.33	4133	39.16	44.75
21 Z15	1265.6	30.2	2.24	4.31	31.9	0.006	632.5	0.69	0.20	3195	49.98	55.03
22 Z16	940.7	60.8	4.05	4.14	25.9	0.004	659.2	0.64	1.00	4428	70.08	78.18
23 Z17	713.3	28.7	1.94	3.70	13.8	0.001	653.3	0.70	0.12	12680	91.59	96.81
24 Z18	662.1	15.8	1.24	2.19	11.6	0.000	639.3	0.79	0.70	47664	96.55	97.81
25 Z19	697.1	19.1	1.49	2.74	20.9	0.001	653.6	0.79	0.64	13001	93.76	99.11
29 Z20	702.9	18.4	1.86	3.48	16.0	0.000	687.9	0.89	0.81	50580	97.87	99.25
30 Z21	683.4	20.2	1.62	3.00	13.1	0.001	689.7	0.80	0.82	26322	100.93	103.92
31 Z22	748.0	33.4	2.55	4.96	12.2	0.003	646.5	0.77	0.19	5517	86.44	98.46
32 Z23	1558.0	46.8	5.26	5.35	40.1	0.013	602.6	0.86	0.45	1383	38.68	46.12
33 Z24	840.8	28.6	2.25	4.36	15.5	0.003	677.1	0.78	0.67	6135	80.53	88.12
13 Z9	709.7	20.3	1.76	3.32	18.5	0.001	621.4	0.84	**31.59**	12234	87.56	92.79
16 Z12	729.7	36.8	2.59	2.74	17.3	0.002	630.6	0.70	**43.78**	10436	86.42	92.37
34 M25	910.2	19.1	1.31	2.37	45.3	0.006	622.4	0.64	44.11	7499	68.38	80.67
35 M26	905.0	18.9	1.31	2.36	45.3	0.006	622.3	0.64	44.11	3195	68.76	81.21
36 M27	734.8	20.1	1.63	1.75	55.4	0.003	616.5	0.75	22.55	5628	83.90	95.26
39 M28	1044.1	19.8	1.51	2.77	37.9	0.010	597.0	0.69	73.21	1741	57.18	74.31
40 M29	913.0	16.7	1.28	2.29	40.5	0.004	596.4	0.74	43.29	9322	65.32	73.45
41 M30	722.8	16.0	1.31	2.38	36.6	0.003	608.4	0.81	29.09	6825	84.17	93.23

42 M31	769.0	26.0	2.34	2.42	29.2	0.002	598.8	0.82	34.15	7572	77.86	84.62
43 M32	738.3	15.5	1.16	2.05	37.9	0.002	594.8	0.76	27.17	8224	80.57	87.43
44 M33	735.1	14.1	1.49	2.78	36.4	0.002	566.8	0.90	28.58	14650	77.11	84.51
45 M34	1041.5	19.1	1.86	3.52	60.0	0.021	601.1	0.83	74.42	860	57.72	119.47
46 Z35	766.8	22.5	1.86	2.08	62.6	0.008	602.3	0.72	27.89	2133	78.56	113.20
49 M36	718.2	32.1	1.81	3.42	41.0	0.003	576.5	0.45	31.35	5829	80.26	90.88
50 M37	765.2	16.2	1.17	2.05	33.9	0.002	586.5	0.72	30.62	14835	76.65	83.30
51 M38	770.5	16.5	1.21	2.15	46.4	0.004	566.6	0.73	32.27	4409	73.54	85.62
52 M39	781.9	24.5	2.93	3.03	46.7	0.004	578.4	0.89	32.03	4731	73.97	84.71
53 M40	797.2	15.9	2.24	4.33	54.7	0.011	556.0	0.95	34.46	1636	69.74	114.78
54 M41	703.9	15.0	1.40	2.59	45.6	0.001	583.7	0.87	26.04	31918	82.93	87.75
55 M42	1071.3	18.3	1.42	2.62	50.0	0.007	599.9	0.73	80.37	2681	56.00	64.90
26 UQZ	1174.0	24.3	2.18	2.44	14.7	0.001	1193.5	0.74	0.13	22666	101.66	103.03
56 UQZ	1132.6	20.3	2.77	2.90	12.4	0.000	1136.1	0.89	0.12	211847	100.30	100.45

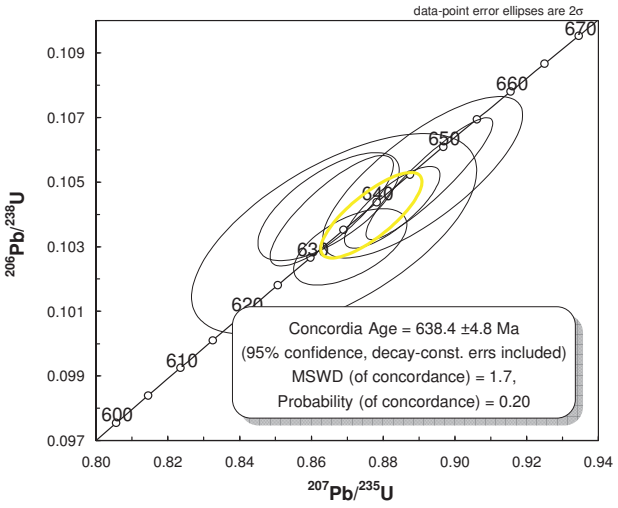


Figura 32 – Diagrama concórdia U/Pb da amostra MAG 03 – Álcali Feldspato Charnockito, mostrando a idade do metamorfismo obtida com datação em U/Pb em zircão.

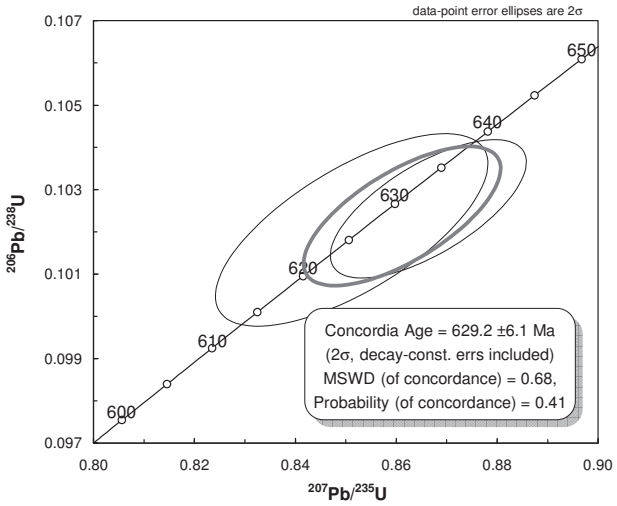


Figura 33 – Diagrama concórdia U/Pb da amostra MAG 06 – Granulito Tonalito (Máfico), mostrando a idade do metamorfismo obtida com datação em U/Pb em zircão.

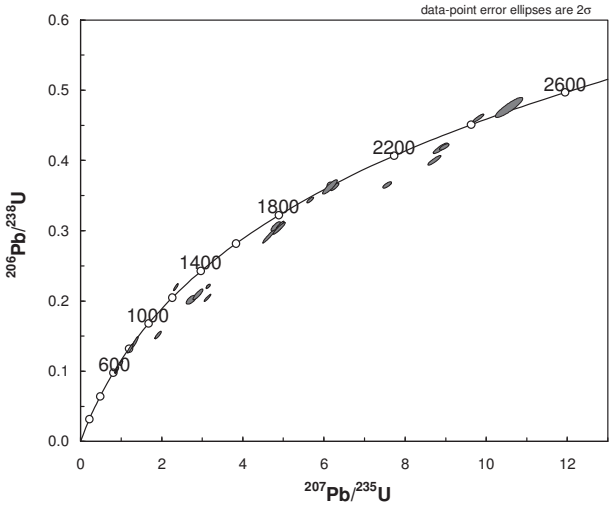


Figura 34 – Diagrama concórdia U/Pb da amostra MAG 06 – Granulito Tonalito (Máfico), mostrando heranças de eventos anteriores.

9. GEOTERMOBAROMETRIA

As amostras usadas nos cálculos de geotermobarometria foram: MAG 05, MAG 14 e MAG 21 (enderbitos), MAG 06, MAG 11, MAG 55, MAG 60 (granulito tonalito - máfico), MAG 50 (charnockito) e MAG 24 (álcali feldspato charnockito).

Os cálculos de termobarometria foram realizados com os softwares PT Máfic, versão 2.0 de J.I. Soto e V.M. Soto, 1995 e THERMOCALC, versão 3.21 (Powel & Holand, 1988).

Na execução dos cálculos geotermobarométricos com o THERMOCALC, os valores de atividade da água (a_{H2O}) e os valores de atividade do gás carbônico (a_{CO2}), interferem nos cálculos executados, o programa então considera apenas CO_2 e H_2O como fase fluída presente na rocha. Levando-se em conta essa variação nos valores finais de P e T, buscou-se selecionar valores que apresentassem mais coerência para a área de estudo e seus litotipos.

9.1. Charnockitos

Nos charnockitos a associação mineral encontrada foi: plagioclásio + hornblenda + feldspato potássico + hiperstênio + diopsídio + quartzo. Nos charnockitos foram utilizados os geotermômetros Al-Hbl e Ortopiroxênio (Opx) e o geobarômetro Al-Hbl.

Os valores de temperatura encontrados através do geotermômetro Al-Hornblenda em média estão em torno de **768°C**. Os valores calculados estão na Tabela 04.

Tabela 04 – Valores calculados no **Geotermômetro Al-Hornblenda** nos Charnockitos.

Amostras	Calibração	T (°C)
MAG50 – 1	Blundy & Holland (1990)	768.89
MAG50 – 2		764.07
MAG50 – 3		773.83

O geobarômetro usado no cálculo das pressões com o geobarômetro Al-Hornblenda mostrou valores abaixo do esperado para os charnockitos e sua associação mineral variando de 6.26 – 6.74 Kbar. Esse grupo de resultados abaixo da média do pico metamórfico encontrado para os enderbitos e granulitos tonalitos (máficos), aparentemente, registra o processo de retrometamorfismo nessas rochas.

Resultados na Tabela 05.

Tabela 05 – Resultados encontrados com o **Geobarômetro Al-Hornblenda** nos charnockitos.

Calibração	Amostras / Pressão (Kbar)		
	MAG50 - 1	MAG50 - 2	MAG50 - 3
Hammarstrom & Zen (1996)	6.26	6.34	6.22
Hollister et al. (1987)	6.66	6.74	6.60

9.2. Álcali Feldspato Charnockito

A associação mineral presente nos álcali feldspato charnockito é: plagioclásio + hornblenda + feldspato potássico + hiperstênio + diopsídio-augita ± biotita. O geotermômetro usado para os cálculos de temperatura foi o Al-Hbl e o geobarômetro para estimativa das pressões foi Al-Hbl.

Os resultados obtidos com o geotermômetro Al-Hornblenda ficaram na média torno de **760°C**, compatíveis com a associação de alto grau presente podendo ser interpretado como temperatura de pico metamórfico desses litotipos. Os resultados encontram-se na Tabela 06.

Tabela 06 – Resultados obtidos com o **Geotermômetro Al-Hornblenda** nos Álcali Feldspato Charnockito.

Amostras	Calibração	T (°C)
MAG24 - 1	Blundy & Holland (1990)	768.03
MAG24 - 2		771.96
MAG24 - 3		763.50

O geobarômetro usado nos cálculos de pressão Al-Hornblenda apresentou valor abaixo do esperado para a associação mineralógica presente nessas rochas, com uma média de **6.45 Kbar**. Os resultados estão listados na Tabela 07.

Tabela 07 – Resultados encontrados com o **Geobarômetro Al-Hornblenda** nos Álcali Feldspato Charnockito.

Calibração	Amostras / Pressão (Kbar)		
	MAG24 - 1	MAG24 -2	MAG24 - 3
Hammarstrom & Zen (1996)	6.38	6.33	6.54
Hollister et al. (1987)	6.79	6.73	6.97

9.3. Enderbitos

A associação mineral constituinte dessa rocha corresponde a: plagioclásio + hiperstênio + diopsídio + hornblenda + quartzo ± biotita.

Nos enderbitos foram empregados o geotermômetro Al-Hbl e geobarômetro Al-Hbl. Abaixo constam os valores encontrados para cada calibração.

Os resultados encontrados com a utilização do geotermômetro Al-Hornblenda apresentaram uma variação de temperatura da ordem de aproximadamente 79°C com maior valor em torno de **900^{0}C** próximo e coerente com a associação mineral de alto grau apresentada por essas rochas. Os resultados desses cálculos estão listados na Tabela 08.

Tabela 08 – Resultados obtidos com os cálculos através do **Geotermômetro Al-Hornblenda** nos Enderbitos.

Amostras	Calibração	T (°C)
MAG05 - 1	Blundy & Holland (1990)	828.18
MAG05 - 2		850.07
MAG05 - 3		821.90
MAG21 - 1		891.13
MAG21 – 2		901.80
MAG21 - 3		894.68
MAG14 - 1		784.24
MAG14 - 2		774.63
MAG14 - 3		785.87

Os valores de pressão encontrados com o geobarômetro Al-hornblenda mostraram significativa diferença entre os resultados e valor médio em torno de **7.5 Kbar.** Os cálculos referentes a esse geobarômetro encontra-se na Tabela 09.

Tabela 09 – Valores encontrados com o **Geobarômetro Al-Hornblenda** nos Enderbitos.

Calibração	MAG5-1	MAG5-2	MAG5-3	MAG21-1	MAG21-2	MAG21-3	MAG 14-1	MAG 14-2	MAG 14-3
Hammarstrom & Zen (1996)	7.14	7.71	7.44	7.88	7.76	7.55	-	-	-
Hollister et al. (1987)	7.64	8.28	7.98	8.47	8.34	8.10	6.14	6.07	6.35

9.4. Granulito Tonalito (Máfico)

A associação característica dos granulitos máficos apresenta os seguintes minerais: plagioclásio + hornblenda + ortopiroxênio + clinopiroxênio + quartzo ± feldspato potássico. Para os granulitos máficos foram usados os geotermômetros Al-Hbl e Ortopiroxênio (Opx) e o geobarômetro Al-Hbl.

Nos granulitos tonalitos (máficos) foi usado o geotermômetro Al-Hornblenda para a determinação da temperatura com valor médio de **837^{0}C**, compatível com as associações encontradas. Esses cálculos estão mostrados na Tabela 10.

Tabela 10 – Valores encontrados com o **Geotermômetro Al-Hornblenda** nos Granulitos tonalitos (máficos).

Amostras	Calibração	T (°C)
MAG06 - 1	Blundy & Holland (1990)	839.68
MAG06 - 2		836.52
MAG06 - 3		834.77

Os valores de pressão encontrados para os granulitos tonalitos (máficos) foram obtidos através do Geobarômetro Al-Hornblenda. Esses resultados mostraram que em média a pressão encontrada é da ordem de **7.2 Kbar**. Os resultados são mostrados na Tabela 11.

Tabela 11 – Resultados encontrados para o **Geobarômetro Al-Hornblenda** nos Granulitos Tonalitos (Máficos).

Calibração	Amostras / Pressão (Kbar)		
	MAG06 - 1	MAG06 -2	MAG06 - 3
Hammarstrom & Zen (1996)	7.29	7.71	7.29
Hollister et al. (1987)	7.81	7.95	7.81

Cálculos realizados no programa TERMOCALC para a amostra MAG 11 mostraram que o valor da pressão e temperatura nesses litotipos gira em torno de **9,5 Kbar** e **921^{0}C**. Comparando esse resultado com os encontrados através dos cálculos com o programa PT Máfic nota-se uma pequena diferença na temperatura de aproximadamente 84^{0}C e na pressão de 2,3 Kbar, sendo, portanto os valores de pressão e temperatura calculados pelos programas PT Máfic e TERMOCALC coerentes com esse litotipo e sua associação.

Os granulitos tonalitos (máficos) localizados próximos a Zona de Cisalhamento Varginha mostram variação na mineralogia com o surgimento de minerais de granada. Para esses litotipos a associação mineral é a seguinte: plagioclásio + hornblenda + granada + clinopiroxênio + quartzo ± ortopiroxênio ± biotita. Os cálculos de geotermobarometria nos granulitos tonalitos (máficos) com granada foram feitos com o geotermômetro Al-Hbl. O geobarômetro utilizado foi o Al-Hbl.

Com o geotermômetro Al-Hornblenda foram obtidos valores com média de **795°C** que pode ser considerada como temperatura de pico metamórfico para essas rochas. Os resultados encontrados estão listados na Tabela 12.

Tabela 12 – Resultados encontrados com o **Geotermômetro Al-Hornblenda** nos Granulitos Tonalitos (Máficos).

Amostras	Calibração	T (°C)
MAG55 - 1	Blundy & Holland (1990)	820.97
MAG55 - 2		805.02
MAG55 - 3		760.47

Os valores de pressão encontrados foram calculados através do geobarômetro Al-Hornblenda que apresentou resultados de pressão com uma média de **8 Kbar**. Os valores encontrados apresentam-se na Tabela 13.

Tabela 13 – Valores obtidos com o **Geobarômetro Al-Hornblenda** nos Granulitos Tonalitos (Máficos).

Calibração	Amostras / Pressão (Kbar)		
	MAG55 - 1	MAG55 -2	MAG55 - 3
Hammarstrom & Zen (1996)	9.48	9.77	7.76
Hollister et al. (1987)	10.26	10.59	8.56

Granulitos tonalitos (máficos) com granada tiveram seus dados de pressão e temperatura calculados pelo programa TERMOCALC e como resultado obteve-se os valores de **740^{0}C** e **9,1Kbar** (MAG 60), respectivamente. Comparando os valores encontrados pelos dois programas observa-se que os mesmo estão próximos e coerentes com a associação mineral dessas rochas.

9.5. Quadro Resumo dos Resultados

Litotipo	Amostra	Calibração	Pressão (Kbar)	Temperat. (°C)	Geoterm.	Geobarôm.
Charnockitos	MAG50	Blundy & Holland (1990)	-	764.07–73.83	Al-Hbl	-
		Hammarstrom & Zen (1996)	6.22-6.34	-	-	Al-Hbl
		Hollister et al (1987)	6.74-6.60	-	-	
Álcali Feldspato Charnockito	MAG24	Blundy & Holland (1990)	-	771.96-763.50	Al-Hbl	-
		Hammarstrom & Zen (1996)	6.54-6.33	-	-	Al-Hbl
		Hollister et al (1987)	6.97-6.73	-	-	
Enderbitos	MAG05	Blundy & Holland (1990)	-	850.07-821.90	-	Al-Hbl
	MAG21	Blundy & Holland (1990)	-	**901.80**-891.13	Al-Hbl	-
	MAG14	Blundy & Holland (1990)	-	785.87-774.63		-
	MAG05	Hammarstrom & Zen (1996)	7.71-7.44	-	-	Al-Hbl
		Hollister et al	8.28-7.98	-	-	

		(1987)				
	MAG21	Hammarstrom & Zen (1996)	7.88-7.55	-	-	Al-Hbl
		Hollister et al (1987)	8.47-8.34	-	-	
Granulito Tonalito (Máfico)	MAG06	Blundy & Holland (1990)	-	839.68-834.77	Al-Hbl	
		Hammarstrom & Zen (1996)	7.71-7.29	-	-	Al-Hbl
		Hollister et al (1987)	7.95-7.81	-	-	
	MAG11	TERMOCALC	9.5	921	-	-
	MAG55	Blundy & Holland (1990)	-	820.97-760.47	Al-Hbl	-
		Hammarstrom & Zen (1996)	9.77-7.76	-	-	Al-Hbl
		Hollister et al (1987)	10.59-8.56	-	-	
	MAG60	TERMOCALC	9.1	740	-	-

Os resultados obtidos nos cálculos geotermobarométricos indicam pico metamórfico em torno de **900^{0}C e 10 Kbar**. Os enderbitos e granulitos tonalitos (máficos) apresentam os maiores valores de temperatura e pressão. Os charnockitos e álcali feldspato charnockitos apresentam temperaturas e pressões mais baixas, provavelmente em função de sua geração tardia em relação aos litotipos máficos (enderbitos e granulitos tonalitos-máficos).

10. METAMORFISMO

Para identificar as condições do pico metamórfico e do grau de equilíbrio da rocha, é necessário, além de examinar a associação mineralógica, examinar as microestruturas. É necessário observar que um mineral ao ser substituído e o produto da reação observada na associação mineral, não são os únicos envolvidos no processo. A paragênese final observada é o resultado de uma série complexa de substituições e reações de troca de íons envolvendo muitas fases no sistema, e em particular, o fluido nos limites dos grãos (Barker, 1990).

O Complexo Guaxupé onde está inserida a área de pesquisa é uma unidade caracterizada por apresentar alto grau metamórfico, com granulitos bandados às vezes com feições migmatíticas, onde o grau metamórfico aumenta para nordeste, com o aumento da pressão, durante a evolução dessas rochas. São observados o aparecimento de paragêneses e associações minerais características da fácies granulítica, sendo substituídas, em maior ou menor intensidade, por associação da fácies anfibolito e xisto verde, sendo que as paragêneses típicas da fáceis granulito são encontradas com maior freqüência para norte. É nítido a ENE de Guaxupé, significativo aumento do teor de granada nas rochas tipicamente ortoderivadas, de sul para norte e de oeste para leste, com o auge desse aumento dando-se nas proximidades de uma inflexão, para sudeste da Zona de Cisalhamento Varginha, que no trecho da inflexão adquire caráter oblíquo a frontal (Del Lama *et al*., 2000).

A associação mineral característica das rochas encontradas na área de pesquisa é formada por plagioclásio-ortopiroxênio-clinopiroxênio-granada-quartzo, essa associação é relacionada à fácies anfibolito alto a granulito, além disso, orto e clinopiroxênio podem ser gerados em alta temperatura e a granada associada indicativa de média a alta pressão. É preciso destacar também a presença de hornblenda e de acordo com os resultados obtidos na geotermobarometria às vezes tem características retrometamórfica e a biotita que em geral aparece substituindo anfibólios.

Os metassedimentos presentes na área representados por quartzitos, biotita gnaisse com granada e biotita muscovita gnaisse encontram-se na porção norte nas proximidades da Zona de Cisalhamento Varginha. Esses litotipos apresentam associação mineral característica da fácies anfibolito.

Os biotita gnaisse com granada exibem associação mineral composta por:

biotita + hornblenda + plagioclásio + feldspato potássico + granada + quartzo. Tal associação, considerando a hornblenda, pode ter seu surgimento através da reação metamórfica seguinte:

Quartzo + biotita + muscovita = plagioclásio + feldspato potássico + hornblenda.

A hornblenda e o plagioclásio, apresentados na reação como produto podem ser enquadrados em metamorfismo ocorrido na fácies Anfibolito.

Em uma temperatura dentro das condições da fácies Anfibolito, a reação entre muscovita e biotita pode começar a produzir almandina, que pode ser representada da seguinte forma:

Muscovita + biotita + quartzo = almandina + feldspato potássico.

O biotita muscovita gnaisse mostra associação mineral que inclui plagioclásio + feldspato potássico + biotita + muscovita + quartzo. As reações que envolvem essa associação são as seguintes:

Muscovita + quartzo + plagioclásio = feldspato potássico + sillimanita + plagioclásio + H_2O;

Muscovita + biotita + quartzo + H_2O = sillimanita + melt.

Charnockitos e Álcali feldspatos charnockitos exibem associação mineralógica com plagioclásio (oligoclásio) + feldspato potássico (ortoclásio) + anfibólio (hornblenda – verde a amarronzada) + biotita + ortopiroxênio (hiperstênio) + clinopiroxênio (diopsídio) + quartzo. Evidência de retrometamorfismo nessas rochas pode ser visto com o aparecimento de diopsídio com bordas e manchas de anfibólio (hornblenda verde), que seriam em decorrência da hidratação do clinopiroxênio em temperaturas mais baixas.

As reações de surgimento do hiperstênio, típico de elevado grau metamórfico, nos charnockitos e álcali feldspato charnockitos podem ser expressas por:

Hornblenda + biotita + quartzo = hiperstênio + feldspato potássico + plagioclásio + H_2O;

Hornblenda + quartzo = hiperstênio + clinopiroxênio + plagioclásio + H_2O.

Charnockitos e álcali feldspato charnockitos mostram evidências de arrefecimento das temperaturas pela presença de feições em lâmina, que de certa forma estão associadas a processos metamórficos, como pertitização e mirmequitização, feições essas que ocorrem principalmente em rochas de composição mais ácida. Segundo Deer *et al*., 1966, são admitidos três processos para a formação das pertitas: imiscibilidade de um feldspato alcalino originalmente homogêneo; cristalização simultânea de um feldspato rico em potássio e de um rico em sódio e substituição de um feldspato. Para os litotipos mencionados pode se admitir a hipótese de imiscibilidade causada pela redução das condições de temperatura, durante a evolução dessas rochas.

As pertitas encontradas nas rochas charnockíticas da área são do tipo agulhas e podem indicar crescente subresfriamento evidenciado pelos valores de temperatura mais baixa encontrada nesses litotipos, as mirmequitas são as feições de intercrescimento mais comum encontradas nas rochas charnockíticas da área e ocorrem a partir da reação de formação de feldspato potássico e quartzo vermicular nas bordas dos cristais de plagioclásio. Esse processo ocorre entre 400 e 500^{0}C, sendo mais comum em temperaturas entre 430 e 450^{0}C (Deer et al., 1966).

Charnockitos e alaskitos presentes na área exibem associação mineral metamórfica corresponde a: ortopiroxênio (hiperstênio) + plagioclásio + biotita + hornblenda + feldspato potássico + quartzo. A reação metamórfica envolvendo tal associação é representada por:

Hornblenda + biotita + quartzo = hiperstênio + feldspato potássico + plagioclásio + H_2O

Os granada gnaisse charnockito mostram associação mineral composta por: quartzo + plagioclásio + feldspato potássico + biotita + hornblenda + granada + ortopiroxênio. Não se observa a presença de clinopiroxênio nessas rochas, porém biotita tem sua presença marcante, podendo sugerir que a mesma está em desequilíbrio decorrente de um processo retrometamófico. As reações envolvendo essa associação são as seguintes:

Hornblenda + almandina + quartzo = hiperstênio + plagioclásio +H_2O

Em algumas seções o ortopiroxênio parece surgir a partir de biotita, justificando assim a reação:

Hornblenda + biotita + quartzo = hiperstênio + feldspato potássico + plagioclásio + H_2O.

Enderbitos que em geral encontram associados a granulitos tonalitos (máficos) na área possuem a seguinte associação mineral: plagioclásio (andesina) + anfibólio (hornblenda - amarronzada) + ortopiroxênio (hiperstênio) + clinopiroxênio (diopsídio). A presença de hornblenda de cor amarronzada (acastanhada) indica que se trata de um anfibólio de temperatura elevada comprovada pelos valores de temperatura elevada obtida nesses litotipos. A paragênese mostrada nos enderbitos está presente em um campo de estabilidade que vai da cristalização do plagioclásio a partir de 520^0C até mais de 700^0C (cristalização do ortopiroxênio) (Altenberger et al., 1988). A reação de surgimento desses minerais pode ser representada por:

Hornblenda + quartzo = hiperstênio + clinopiroxênio + plagioclásio + H_2O

Granulitos tonalitos (máficos) com localização mais para sul da área, possuem associação mineralógica composta por: plagioclásio (andesina) + biotita + anfibólio (hornblenda amarronzada) + ortopiroxênio (hiperstênio) + clinopiroxênio + feldspato potássico + quartzo. Parte da biotita associada à hornblenda pode indicar registro de processos de retrometamorfismo. A norte da área nas proximidades da Zona de Cisalhamento Varginha esses litotipos exibem paragênese de alto grau formada principalmente por: plagioclásio (oligoclásio) + anfibólio (hornblenda amarronzada) + granada (almandina) + quartzo + ortopiroxênio (hiperstênio) + clinopiroxênio (diopsídio). Em algumas das amostras não se observa à presença de clinopiroxênio em outras observa-se o mesmo em íntima associação com anfibólio podendo caracterizar assim um desequilíbrio ou retrometamorfismo. As reações metamórficas referentes a essas associações são as seguintes:

Hornblenda + biotita + quartzo = hiperstênio + feldspato potássico + plagioclásio + H_2O

Hornblenda + almandina + quartzo = hiperstênio + plagioclásio + H_2O

A biotita e hornblenda com cores amarronzadas (acastanhadas) são comuns em rochas de alto grau metamórfico e indica a cristalização desses minerais em altas temperaturas no caso das paragêneses com ortopiroxênio e clinopiroxênio, já que biotitas de cor marrom/avermelhada ocorrem em temperaturas acima de 700^0C (Melo, 2009).

A norte da área, nas proximidades da Zona de Cisalhamento Varginha, esses litotipos apresentam mineralogia composta por plagioclásio (oligoclásio), anfibólio (hornblenda), ortopiroxênio, clinopiroxênio (diopsídio) e granada (almandina). Essa associação mineralógica de alto grau mostrou através dos cálculos de geotermobarometria que essas rochas encontram-se na fácies granulito apresentando valores elevados de temperatura e pressão. A reação Pl + Hbl + Opx ± Bt = Pl + Cpx ± Grt representa a reação ocorrida durante o aumento de pressão. As reações de surgimentos dessa reação podem ser expressas por:

Ortopiroxênio + plagioclásio = granada + clinopiroxênio +quartzo;

Ortopiroxênio + plagioclásio = granada + quartzo.

O metamorfismo da área no geral é da fácies granulito com aumento de temperatura e pressão à medida que as rochas se aproximam da Zona de Cisalhamento Varginha a norte da área, registrado nos enderbitos e granulitos tonalitos (máficos) principalmente. Indo em direção ao sul da área observa-se que a pressão torna-se um pouco mais baixa com valores de temperatura com uma certa constância.

Os litotipos de composição mais ácida (charnockitos) presentes na área exibem grande quantidade de texturas que mostram um possível abaixamento da temperatura como pertitas e antipertitas comuns nesses litotipos, além de pertitas do tipo agulhas comum de um contínuo resfriamento e mirmequitas formadas em geral em temperaturas que variam entre 430^0C e 450^0C.

A partir dos cálculos geotermobarométricos para as rochas da área e da análise do metamorfismo nas paragênses das rochas é possível dizer que o pico metamórfico dessas rochas ocorreu a mais de 900^0C de temperatura e em torno de 10 Kbar (associação mineral granada + clinopiroxênio). O metamorfismo foi progressivo por certo tempo. O retrometamorfismo ficou registrado nas associações

minerais presentes nas rochas da área, que sugere descompressão isotérmica com posterior redução da temperatura e pressão.

Foram plotados valores de pressão e temperatura das amostras no diagrama Pressão X Temperatura e os pontos obtidos parecem formar um alinhamento desses pontos em uma trajetória metamórfica com sentido horário partindo dos valores de pressão e temperatura mais elevados para os mais baixos, ou seja, do pico para o retrometamorfismo (Figura 35).

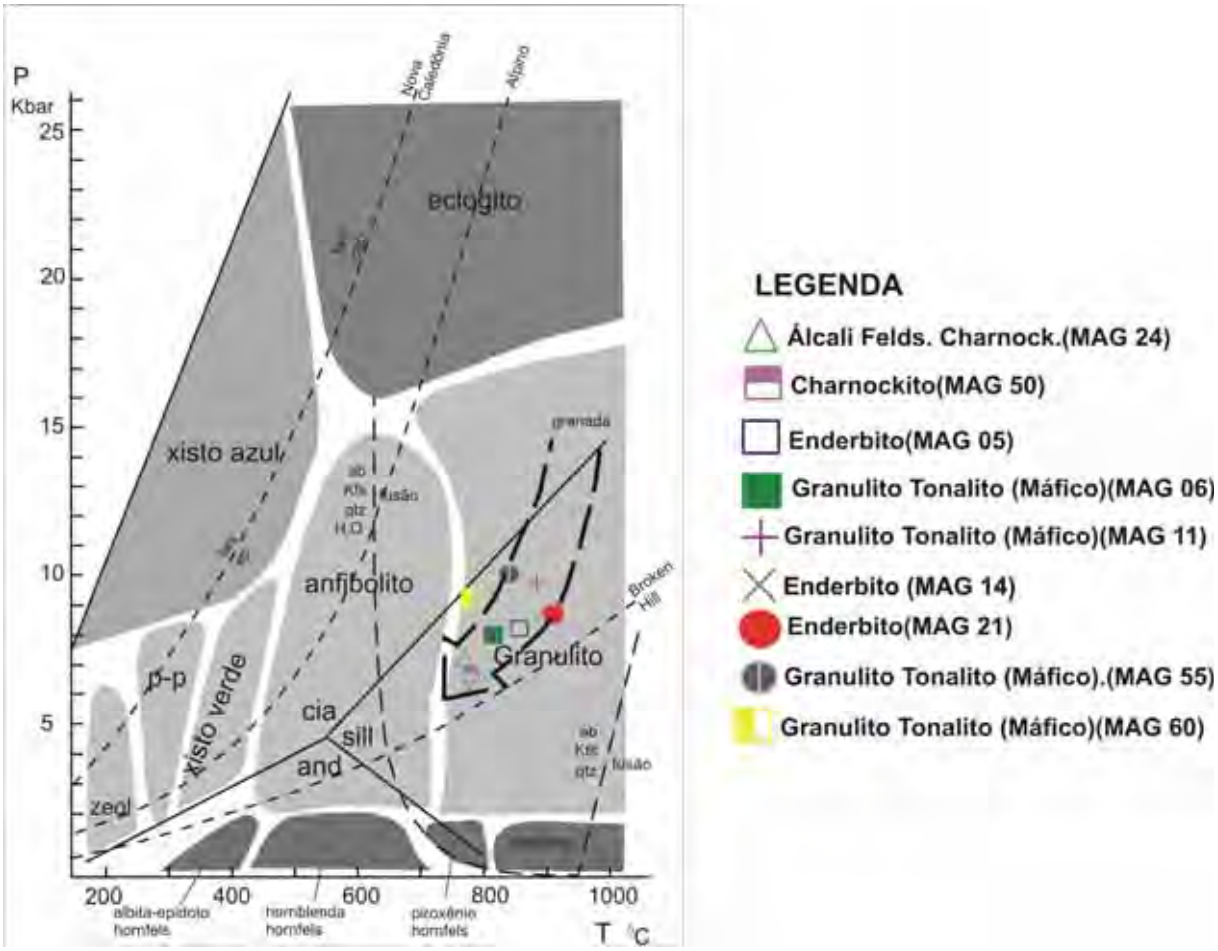


Figura 35 – Diagrama P-T mostrando a distribuição geral dos principais fácies metamórfico com valores termobarométricos para as amostras da área.. Fontes: Eskola (1915, 1921) e Turner (1981).

Os valores encontrados na literatura mostram regimes de alta P registrados com valores máximos entre 13 e 14 kbar e médios entre 11 e 12 kbar, conforme Del Lama, 1998, Del Lama *et al.*, 2000. Para essas pressões as T atingidas são da ordem de 800 a 850ºC em associações de fácies granulito na porção norte do

Complexo Guaxupé. Campos Neto e Caby (1999) encontraram valores de P e T (12Kbar e 900^{0}C, respectivamente) em granada granulitos próximo ao Guaxupé (Varginha).

Dados encontrados por Melo (2009) para rochas a sul do Complexo Guaxupé, na região de São João da Boa Vista registram pico metamórfico acima de 820^{0}C e 11.5 Kbar.

11. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A área de pesquisa compõe-se predominantemente de um conjunto de rochas metamórficas de origem ortoderivada que inclui: charnockitos, charnockitos e alaskitos, álcali feldspato charnockitos, granada gnaisses charnockitos, enderbitos e granulitos tonaitos (máficos) além de metassedimentos representados por quartzitos, biotita gnaisse com granada e biotita muscovita gnaisses.

A Zona de Cisalhamento Varginha (ZCV) que apresenta características transcorrentes e cavalgante é uma importante feição presente na área e está localizada na porção nordeste, delimitada pela presença de litotipos com granadas e micas na composição mineralógica, aumento do mergulho das foliações (variando em torno de 50 a 70^0 S/SW) e a presença das rochas metassedimentares (biotita gnaisses).

Os dados de litoquímica através da análise dos diagramas ETRs e multielementos possibilitou a divisão das amostras em dois grupos geoquímicos que correspondem a duas assinaturas geoquímicas (crosta superior e crosta inferior) que podem ser interpretadas como conseqüência da geração e evolução dessas rochas em períodos e ambientes crustais de características distintas. O primeiro grupo é composto por charnockíticos, álcali feldspato charnockitos, enderbitos e biotita gnaisse com granada de composição intermediária a ácida. O segundo grupo inclui enderbitos e granulitos tonalitos (máficos) com composição variando de básica a intermediária. O alinhamento das amostras observado nos diagramas de classificação sugere que a evolução do conjunto granulítico se deu partindo de composições mais básicas chegando a composições ácidas, provavelmente por processos de anatexia onde o protólito aponta para rochas de composição básica (granulitos básicos e enderbitos). Avaliando o comportamento dos elementos maiores, traços e ETRs, é possível sugerir uma fonte única com pulsos magmáticos diferentes, originada de fusão parcial da crosta com contribuição mantélica para a seqüência de granulitos estudada.

Dados isotópicos revelam um evento ocorrido no Neoproterozóico atribuindo-se a essa época o pico metamórfico na área há aproximadamente 629.2 ±6.1 Ma, registrado na amostra MAG 06 (granulito tonalito - máfico). Além dessa idade principal mais dois alinhamentos foram observados, um indicando idade máxima de 2000 Ma e um outro com idade máxima de aproximadamente 2500 Ma, podendo

indicar que o protólito teve uma história complexa, sendo considerado um evento importante em 2000 Ma e proveniência de rochas Arqueanas, fato esse que pode ser confirmado pelos resultados de Sm/Nd, que chegam a 2,29 Ga. Os valores de $\varepsilon_{ND(0)}$ variaram de – 4,46 a 20,72 e $\varepsilon_{Nd(T)}$ de -0,67 a 14,26, calculados para a idade de metamorfismo (600 Ma), apresentando-se negativos podendo assim indicar que o conjunto de rochas da área permaneceu em ambiente crustal por um longo período, além de intenso retrabalhamento crustal. Valores de T_{DM} entre 1,4 e 1,7 Ga indicam presença de crosta juvenil e/ou mistura de crosta continental antiga com crosta continental juvenil (neoproterozóica). Janasi (2002) retrata a existência de valores de T_{DM} de 1,2 - 1,5Ga – na região ao sul do Complexo Guaxupé e interpreta como sendo possível material crustal mais novo e/ou podendo corresponder a misturas de material derivado da crosta mais antiga e material juvenil.

Os cálculos geotermobarométricos realizados indicam pico metamórfico acima de 900^0C e 10 Kbar marcados pela associação mineral de alto grau presente em praticamente todo o pacote granulítico presente na área: plagioclásio + hiperstênio + diopsídio + hornblenda + quartzo ± biotita. As temperaturas mais elevadas (pico) ficaram marcadas principalmente nas amostras de enderbitos, granulitos tonalitos (máficos).

O metamorfismo da área no geral é da fácies granulito com aumento de temperatura e pressão à medida que as rochas se aproximam para norte da área (Zona de Cisalhamento Varginha), registrado nos endebitos, granulitos tonalitos (máficos). Indo em direção ao sul da área observa-se que a pressão torna-se um pouco mais baixa com valores de temperatura com certa constância. Os biotita gnaisse com granada apresentam associação mineral composta por: plagioclásio, feldspato potássico, biotita, hornblenda e granada, assim como os biotita muscovita gnaisse com associação mineral que inclui plagioclásio, feldspato potássico, biotita e muscovita, podem ser enquadrados em metamorfismo da fácies Anfibolito pela ausência de paragêneses minerais de alto grau apesar de localizarem-se intercaladas aos litotipos granulíticos.

A partir dos cálculos geotermobarométricos para as rochas da área e da análise do metamorfismo nas paragênses das rochas é possível dizer que o metamorfismo foi progressivo por certo tempo. O retrometamorfismo ficou registrado nas reações minerais que envolvem piroxênios e hornblenda com substituição dos

primeiros em decorrência da hidratação do clinopiroxênio em temperaturas mais baixas. Valores de pressão e temperatura das amostras plotados no diagrama pressão x temperatura tendem a formar um alinhamento desses pontos em uma trajetória metamórfica com sentido horário partindo dos valores de pressão e temperatura mais elevados para os mais baixos, ou seja, do pico para o retrometamorfismo. Esse sentido horário pode sugerir uma interpretação de pelo menos dois modelos para a evolução das rochas da área, na primeira o pico térmico é posterior ao pico bárico, onde as rochas partem de condições relativamente frias e posteriormente são exumadas em regime térmico com temperatura elevada já presente. Na segunda interpretação a crosta estaria previamente aquecida e espessada durante os eventos de colisão continental, com subseqüente exumação em altas temperaturas.

12. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, F. F. M. de 1967. Observações sobre o Pré-Cambriano da região central de Goiás. Bol. Par. Geociências, 26:19-22.

ALMEIDA, F. F. M. de 1968. Precambrian geology of North-eastern Brazil and Western Africa and the theory of continental drift. Proc. Symp. Granites West Africa, UNESCO, Natural Resources Research, VIII, Sp. Report 4 : 151-162.

ALMEIDA, F. F. M. de 1971. Geochronological division of the Precambrian of South América. Revista Brasileira de Geociências, 1:13-21.

ALMEIDA, F. F. M. de 1976. The System of Continental Rifts Bordering the Santos Basin, Brazil. An. Acad. brasil. Ciênc., 48(Supl.):15-26.

ALTENBERGER, U.; HAMM, N.; KRUHL, J.H. 1988. Movements and metamorphism north of the Insubric Line between Val Loana and Val d'Ossola, N. Italy (western Alps). Jb. Geol. B. A. Wien (in press).

ANGEIRAS, A.G. 1968. A faixa de serpentinitos na região central de Goiás. Anais Acad. bras. Ciênc., 40(Supl.):129-136.

ARTUR, A. C.; WERNICK, E.; KAWASHITA, K. 1979. Dobramentos superpostos na região de Itapira (SP): caracterização e cronologia. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA REGIONAL, 2, Rio Claro. *Atas*... Rio Claro: SBG, p. 58-70.

ARTUR, A.C., WERNICK, E. 1984. Terrenos policíclicos e estágios de evolução crustal. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, 1984, Rio de Janeiro. Anais... Rio de Janeiro: SBG. v.7, p.3081-3090.

ARTUR, A. C.; WERNICK, E.; KAWASHITA, K. 1988. Geocronologia de unidades litoestratigráficas do embasamento cristalino da região sul de Minas Gerais e áreas adjacentes do Estado de São Paulo. In: SBG, Congr. Bras. Geol. 35, Belém. Anais, 6: 2840-2869.

ARTUR, A. C. 1988. Evolução policíclica da infraestrutura da porção sul do Estado de Minas Gerais e Regiões adjacentes do Estado de São Paulo. Tese de Doutorado. IG - USP. 231p.

ARTUR, A. C. 2003. Complexo granitóide plurisserial Socorro: geologia, petrologia e recursos minerais. Tese de Livre Docência apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas. 139p.

BARBOSA, O. 1954. Évolution du géosynclinal Espinhaço. In: INTER GEOL. CONGR. 19, Alger, 1952. Comptes. Rendus, Alger, séc.13, fasc. 14, p-17-36.

BARBOSA, O. 1955. Guia das Excursões. In: SBG, Congr .Bras. Geol, 9, São Paulo, Not.3.

BARBOSA, O.; BATISTA, M.B.; DYER, R.C.; BRAUN, O.P.C.; COTTA, J.C. - 1969- Geologia e inventário de recursos minerais do Projeto Brasília. Rio de Janeiro. DNPM/PROSPEC (inédito).

BARBOSA, O.; BRAUN, O. P. G.; DYER, R. C.; CUNHA, C. A. B. R. 1970. Geologia da região do Triângulo Mineiro. DNPM-DFPM, Boletim p. 136-140.

BARKER, J.G. & ARTH, F. 1976. Rare-Earth partitioning between hornblende and dacitic liquid and implication for the génesis of trondhjemitic-tonalitic magmas. Geology, 4:534-536.

BASEI, M. A. S.; SIGA JR. O.; SATO, K.; SPROESSER, W. M. 1995. A metodologia urânio-chumbo na Universidade de São Paulo. Princípios metodológicos, aplicações e resultados obtidos. An. Acad. Bras. Ci. 67 (2): 221-237.

BLUNDY, J. D., HOLLAND, T. J. B. 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole´plagioclase geotermometer. Contrib. Mineral. Petrol., v.104, n.2, p.208-224.

CAMPANHA, G. A. da C.; FERNANDES, L. A.; GIMENEZ FILHO, A. 1983a. Quadrículas Mogiguaçu e Águas de Lindóia. In: JORNADA SOBRE A CARTA GEOLÓGICA DO ESTADO DE SÃO PAULO EM 1:50.000, 1, São Paulo. *Atas*... São Paulo: Pró-Minério, p. 137-169 (2 tab., 5 fig., 2 mapas).

CAMPANHA, G. A. da C.; GIMENEZ FILHO, A.; FERNANDES, L. A. 1983b. Caracterização do estilo estrutural e discussão de aspectos estratigráficos do Complexo Amparo na Região de Itapira e Águas de Lindóia. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 4, São Paulo. *Atas*...São Paulo: SBG. P. 3-15.

CAMPOS NETO, M. C.; BASEI, M. A. S.; ALVES, F. R.; VASCONCELOS, A. C. B. 1984. A *nappe* de cavalgamento de Socorro (SP-MG). In: SBG, Congr. Bras. Geol. 33, Rio de Janeiro - RJ, Anais, 4: 1809-1822.

CAMPOS NETO, M. C. & FIGUEIREDO, M. C. H. 1985. Geologia das Folhas de São José do Rio Pardo e Guaranésia (porção paulista) 1:50.000. SICCT PRÒ-MINÉRIO/ USP-IG, 123p.

CAMPOS NETO, M. da C.; PERROTTA, M. M.; PELOGGIA, A. U. G.; FIGUEIREDO, M. C. H. 1990. A porção ocidental da Faixa Alto Rio Grande (SP-MG), In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal. *Anais*...Natal – RN: SBG, v.6, p.2615-2630.

CAMPOS NETO, M. da C. 1991. A porção ocidental da Faixa Alto Rio Grande: Ensaio de evolução tectônica. São Paulo. 210p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

CAMPOS NETO, M. C., FIGUEIREDO, M. C. H., JANASI, V. A., BASEI, M. A. S., FRYER, B.J. 1998. The São José do Rio Pardo mageritic-granitic suite, southeasthern Brazil. Geochimica Brasiliensis, 2:185-199.

CAMPOS NETO, M. C.; CABY, R. 1999. Neoproterozoic high pressure metamorphism and tectonic constraint from the *nappe* system of the São Francisco Cráton, southeast Brazil. Precambrian Research, 97: 3-26.

CAMPOS NETO, M. C.; CABY, R. 2000. Terrane accretionand upward extrusion of high-pressure granulites in the Neoproterozoic nappes of Southeast Brazil: petrological and structural constraints. Tectonics, 19: 669-687.

CASTRO, P. T. A.; DARDENE, M. A. 2000. The sedimentology, stratigraphy and tectonic contexto of the São Francisco Supergroup at the southeast boundary of the São Francisco Craton, Brazil. Revista Brasileira Geociências, 30: 439-441.

CAVALCANTE, J. C.; CUNHA, H. C. da; CHIEREGATI, L. A.; KAEFFER, L. Q.; ROCHA, J. M. da; DAITX, E. C.; COUTINHO, M. G. da N.; YAMAMOTO, K.; DRUMOND, J. B. V.; ROSA, D. B.; RAMALHO, R. 1979. Projeto Sapucaí. Estados de São Paulo e Minas Gerais. DNPM/CPRM, Brasília. 299p.

CAWTHORN, R. G.; COLLERSON, K. D. The recalculation of pyroxene end member parameters and the estimation of ferrous and ferric iron content from electron microprobe analyses. American Mineralogist, Lancaster, v. 59, p. 1203-1208, 1974.

CHOUDHURI, A. 1984. Paragenesis and stability of hornblende in charnockitic gneiss and mafic granulite-examples from Minas Gerais. *Anais da academia Brasileira de Ciências*, n. 56, p.155-161.

CHOUDHURI, A.; CARVALHO, E. D. R. 1991. Varyng fluid regimes in Guaxupé Granulites, SW Minas Gerais. Cadernos IG/UNICAMP, v. n. 2, p. 109-119.

CHOUDHURI, A.; SCHRANK, A.; ROIG, H. L.; SZABÓ, G. A. J. 1995. Negative Ce anomaly in mafic rocks of a possible Late Proterozoic ophiolite from SW Minas Gerais, Brazil. In:. SRIVASTAVA, R. K.; CHANDRA, R. (Eds.) Magmatism in relation to diverse tectonic settings. Oxford: IBH Publishing Co. p. 283-290.

CPRM – Cartas geológicas de São Paulo, Campinas, Guaratinguetá. Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil. 1998 e 1999.

DARDENE, M. A. 1978. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, n.30, Recife. Anais do Congresso Brasileiro de Geologia. Recife, Sociedade Brasileira de Geologia, v.2, p. 507-610.

DARDENE, M. A. 2000. The Brasília Fold Belt. In: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (eds). Tectonic evolution of south america. Rio de Janeiro: Congresso Brasileiro de Geologia. Tectonic evolution of south américa, p. 231-263.

DEER, W. A.; HOWIE, R. A., and ZUSSMAN, J. 1966. An Introduction to the rock-forming minerals: London, Longman Group Ltd.

DEER, W.A., HOWIE, R.A., & ZUSSMAN, J. 1966. Minerais constituintes das rochas – uma introdução. Lisboa: Fundação Calouste Gulbenkian; 558 p.

DEER, W.A., HOWIE, R.A., ZUSSMAN, J. 1992. An introduction to the rock-forming minerals. Essex, Longman Scietifc & Technical, 696p.

DEL LAMA, E. A.; ZANARDO, A.; MORALES, N.; OLIVEIRA, M A. F. de. 1992. Metamorfismo da porção sul do Complexo Campos Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo. *Boletim*...São Paulo: SBG, v. 1, p.407-408.

DEL LAMA, E. A. 1993. Petrología das rochas metamórficas de alto grau do complexo Campos Gerais e correlação com as do Complexo Varginha-Guaxupé – estudos termobarométricos. Rio Claro. 132p. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.

DEL LAMA, E. A.; OLIVEIRA, M. A. F. De; ZANARDO, A. 1994. Geotermobarometria em rochas do Complexo Campos Gerais ao norte da Zona de Cisalhamento Varginha. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 24, n. 4, p. 1-7.

DEL LAMA, E. A.; ZANARDO, A.; OLIVEIRA, M. A. F. de. 1995. Escapolitas do extremo norte do complexo Varginha-Guaxupé. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 4, Águas de São Pedro. *Boletim*... Águas de São Pedro: SBG, p. 127.

DEL LAMA, E. A.; ZANARDO, A.; OLIVEIRA, M. A. F. de. 1997. Estimativas P-T nos granada granulitos de Guaxupé. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 5, Penedo. *Atas*... Rio de Janeiro, SBG/UERJ. P. 136-137.

DEL LAMA, E. A. 1998. Terrenos granulíticos de Guaxupé: Evolução petrológica de um segmento da crosta inferior. Tese de Doutorado. IGCE-UNESP, 188Pp.

DEL LAMA, E. A.; OLIVEIRA, M. A. F. de; ZANARDO, A. 1999. Considerações sobre o metamorfismo do Grupo Caconde na região de Guaxupé – MG. *Revista Universidade de Guarulhos – Geociências*, v. 4, n. 6, p. 50-57.

DEL LAMA, E. A.; ZANARDO, A.; OLIVEIRA, M. A. F.; MORALES, N. 2000. Exhumation of high pressure granulite of Guaxupé Complex, Southeastern Brazil. Geological Journal, 35:231-249.

DE PAOLO, D.J.; WASSERBURG, G.J. 1976. Interferences about magma sources and mantle structure from variations of $^{143}Nd/^{144}Nd$. Geophysics Research Letters, 3:743-746.

DE PAOLO, D. J.; WASSERBURG, G. J. (1979) Petrogenetic mixing models and Nd-Sr isotopic patterns. Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 43, p. 615-627.

DE PAOLO, D.J. 1981. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crustal-mantle evolution in the Proterozoic. Nature, 291:193-196.

DICKIN, A. P. (1995) Radiogenic isotope geology. New York, Cambridge University Press. 452p.

DRAKE JUNIOR, A.A. 1980. The Serra de Caldas window. In: Tectonic studies in the Brazilian Shield. Geol. Surv. Prof. Pap. 1119-A ,U.S.G.S. Washington.

EBERT, H. 1955. Pesquisas geológicas na parte sudeste do Estado de Minas Gerais. Rio de Janeiro, DGM, p. 79-89 (Relatório Anual do Diretor).

EBERT, H. 1956a. Relatório sobre a atividade durante o ano de 1956. Tectônica do Pré-Cambriano (São João del Rei). In: Relatório Anual do Diretor, ano 1955, DGM, Rio de Janeiro: p. 69-81.

EBERT, H. 1956b. A tectônica do sul do Estado de Minas Gerais e regiões adjacentes. In: Relatório Anual do Diretor, ano 1955, DGM, Rio de Janeiro: p. 97-107 e p.136-137.

EBERT, H. 1957. A tectônica do sul do Estado de Minas Gerais. *Relatório Anual Div. Geol. Mineral.*, DNPM, p. 97 – 107 e 136-137.

EBERT, H. 1968. Ocorrências da fácies granulítica do Sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes, em dependência da estrutura orogenética: Hipóeteses sobre a sua origem. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, n. 40, p. 215-229.

EBERT, H. D.; HASUI, Y.; COSTA, J. B. S. 1991. O caráter transpressivo do cinturão transcorrente Rio Paraíba do Sul. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS (SNET), 3, Rio Claro – SP. *Boletim*.... Rio Claro: SBG/UNESP, p. 139-141.

EBERT, H. D.; HASUI, Y.; SARTORATO, G.; ALMEIDA, S. H.; COSTA, J. B. S. 1993. Arcabouço estrutural e tectônica transpressiva das faixas móveis das bordas sul e sudeste do cráton do São Francisco e da sintaxe de Guaxupé. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE

ESTUDOS TECTÔNICOS (SNET), 4, Belo Horizonte – MG. *Boletim*... Belo Horizonte:SBG, p. 166-171.

EBERT. H. D.; NEVES, M. A.; HASUI, Y.; LOPES, J. A.; GUERRA, M. 1995. Compartimentação crustal e evolução cinemática da Província Mantiqueira através de modelagem física. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS (SNET), 5, Gramado – RS. *Boletim*... Gramado: SBG, p. 26-28.

EBERT, H. D., CHEMALE. JR. F., BABINSKY, M., ARTUR, A. C., VAN SCHMUS, W. R. 1996. Tectonic setting and U-Pb zircon dating of the plutonic Socorro-Guaxupé Nappe in the transpressive Rio Paraíba do Sul shear zone, SE, Brazil. Tectonics, 15:688-699.

EBERT, H.D.; HASUI , Y. 1998. Transpressional tectonics and strain partitioning during oblique collision between three plates in the Precambrian of southeast Brazil. In: Holdsworth, R.E.; Stranchan, R.A.; Dewey, J.F. (eds) Continental Transpressional and Transtensional Tectonics. Geological Society-Special-Publication-London (135): 231-252.

ENDO, I. & MACHADO, R. 1993. Sistema de cisalhamento Transatlântico: Um modelo tectônico transpressional para o neoproterozóico do Brasil oriental. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 4, Belo Horizonte – MG. *Anais...*Belo horizonte: SBG, p. 356-359.

ESKOLA P., 1915. Om sambandet mellan kemimsk och mineralogisk sammansättning hos Orijärvitraktens metamorfa bergarter. Bull. Comm. géol. Finl. 44.

ESKOLA P., 1921. The mineral facies of rocks. Norsk Geologisk Tidskrift 6, 143-194.

FAURE, G.; 2001. Origin of igneous rocks: The isotopic evidence. Springer-Verlog Berlim, 496p.

FERNANDES, N.H. 2002. Origem e evolução das Formações Ferríferas Bandadas no sudoeste do estado de Minas Gerais. Tese de Doutorado, UNESP, Rio Claro, 184p.

FERRARI, A. L.; MELO, E. F.; VAZ, M. A. A.; DALCOMO, M. T.; BRENNER, T. L.; SILVA, V. P. & NASSAR, W. M. 1981. PROJETO CARTA GEOLÓGICA DO RIO DE JANEIRO – Bloco

Campos – In: Relatórios Técnicos, volume I – DRM – Geomitec, Geologia e Mineração Trabalhos Técnicos Ltda. 172p.

FETTER, A. H. HACKSPACHER, P. C.; EBERT, H. D.; DANTAS, E. L.; COSTA, A. C. D. 2001. New Sm/Nd and U/Pb geochronological constraints on the Archean to Neoproterozoic evlution of the Amparo basement complex of the Central Ribeira Belt, Southeastern brazil. In: III South American Symposium on Isotope Geology. Pucón, Chile. Comunicaciones, 52: 36.

FIORI, A. P.; WERNICK, E.; BITTENCOURT, J. S. 1978. Evolução policíclica da região nordeste do Estado de São Paulo e áreas vizinhas do Estado de Minas Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife. Anais...Recife:SBG, v. 1, p. 309-320.

FIORI, A. P. 1979. Geologia da região de Pouso Alegre e Machado: Análise estrutural de dobramentos superpostos. São Paulo, 220p. Tese (Doutoramento) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

FIORI, A. P. & CHOUDHURI, A. 1979. Fases de migmatização de dobramentos superpostos nas rochas granulíticas e nos migmatitos de Serrania e Machado (MG). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA REGIONAL, 2, Rio Claro – SP. *Atas*... Rio Claro: SBG, p. 47-58.

FISCHEL, D. P., PIMENTEL, M. M., FUCK, R. A., COSTA, A. G., ROSIERE, C. A. 1998. Geology and Sm-Nd Isotopic Data for the Mantiqueira and Juiz de Fora Complexes (Ribeira Belt) in the Abrecampo-Manhuaçú Region, Minas Gerais, Brazil. In: IBTA, International Conference on Pre-Cambrian and Craton Tectonics / International Conference on Basement Tectonics, 14, Ouro Preto, 1998. Extended Abstracts..., Ouro Preto, p. 21-23.

FONSECA, M. J. G.; SILVA, Z. C. G.; CAMPOS, D. de A.; TOSATTO, P. 1979. Carta geológica do Brasil ao Milonésimo – *Folhas Rio de Janeiro, vitória e Iguape*. Texto Explicativo. Brasília: MME/DNPM, 240p.

FREITAS-SILVA; F.H. & DARDENNE, M.A. 1994. Proposta de subdivisão estratigráfica formal para o Grupo Canastra no oeste de Minas Gerais e leste de Goiás. In: SIMP. GEOL. CENTRO-OESTE, 4, Goiânia, 1994. Anais...Goiânia, SBG-Núcleos Centro-Oeste e Brasília, p. 161-163.

FUCK, R. A., PIMENTEL, M. M., SILVA, L. J. H. D. 1994. Compartimentação tectônica da porção oriental da Província Tocantins. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 38, Baln. Camboriú, 1994. Anais..., Baln. Camboriú, v. 1, p. 215-216.

GRAHAM, C. M., POWELL, R. 1984. A garnet-hornblende geothermometer: calibration testing and application to the Pelona Schist, Southern California. J. Metamorph. Geol., v.2, p. 13-31.

HADDAD, R. C. 1995. O Batólito Granitóide Pinhal-Ipiúna (MG-SP): Um exemplo do magmatismo cálcio-alcalino potássico neproterozóico no sudeste brasileiro. São Paulo. 270p. Tese (de Doutoramento) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

HAMMARSTROM, J. M., ZEN, E-na. 1986. Aluminium in hornblende: na empirical igneous gobarometer. Am. Mineral., v. 71, n.11/12, p. 1297-1313.

HARALYI, N. L. E. & HASUI, Y. 1982. The gravimetric information and the archean-proterozoic structural framework of eastern Brazil. Revista Brasileira dde Geociências, v. 12, n. 1/2/3, p. 160-166.

HARALYI, N. L. E.; HASUI, Y.; MIOTO, J. A.; HANZA, V. M.; RODRÍGUEZ, C. R. V. 1985. Ensaio sobre a estruturação crustal do Estado de Minas Gerais com base na informação geofísica e geológica. Contribuições à geologia e a petrologia. [s.1.]: SBG-MG. p.71-93.

HASUI, Y. 1983. Aspectos geológicos essenciais da seção Caconde-Caraguatatuba e suas implicações na reconstrução da organização e evolução do pré-cambriano paulista. In: JORNADA SOBRE A CARTA GEOLÓGICA DO ESTADO DE SÃO PAULO EM 1:50.000, 1, São Paulo. Atas...São Paulo: PRÓ-MINÉRIO. p. 227-252.

HASUI, Y.; RODRIGUES, E. de P.; OLIVEIRA, M. C. de B.; ENS, H. J.; MORALES, N.; ZANARDO, A. QUADE, H.; NYR, R.; KÜLLER, M. L.; FRASCÁ, M. H. B. O. 1988. Deformação por cisalhamento dúctil: Modelo de transformação de rochas pré-cambrianas antigas do leste de São Paulo. Fase I. São Paulo: IPT, 3v. (Relatório IPT nº25908).

HASUI, Y.; EBERT. H. D.; COSTA, J. B. S. 1990. Estruturação da extremidade oriental da chamada Cunha de Guaxupé. Dados preliminares. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal – RN. *Anais*...Natal: SBG, v. 5, p. 2296-2308.

HEILBRON, M.; VALERIANO, C.; ALMEIDA, J. C. H.; VALLADARES, C.; TUPINAMBÁ, M. 1994. Segmento centra da Faixa Ribeira, exemplo de colisão continental oblíqua o evento termo-tectônico brasiliano. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário de Camboriú – SC. *Boletim de Resumos Expandidos*... Camboriú: SBG, v. 1, p. 263-265.

HEILBRON, M.; POLÔNIA, J.; AIRES, J. VALERIANO, C. M.; SZATMARI, P. 1995. Modelagem física da deformação principal brasiliana no segmento central da Faixa Ribeira. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS (SNET), 5, Gramado. *Boletim de Resumos Expandidos*...Porto Alegre: SBG, p. 241-242.

IRVINE, T.N. and BARAGAR, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences, 8: 523-548.

JANASI, V. A. 1992. Rochas sieníticas e mangerítico-charnockíticas neoproterozóicas da região entre Caldas e Campestre, MG: Aspectos petrológicos. São Paulo. 198p. Tese de Doutorado – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

JANASI, V. A. 1997. Neoproterozoic mangerite-granite magmatism in southeastern Brazil: the São Pedro de Caldas massif. An. Acad. brasil. Ciênc., 69:234-267.

JANASI, V. A. 1999. Petrogênese de granitos crustais na *nappe* de Empurrão Socorro Guaxupé (SP-MG): Uma contribuição da geoquímica elemental e isotópica. Tese de Livre Docência, IGc - USP. 304p.

JANASI, V. A. 2002. Elemental and Sr-Nd isotope geochemistry of two Neoproterozoic mangerite suítes in SE Brazil: implications for the origin of the mangerite-charnockite-granite series. Precambrian Research, 119: 301-327.

JOHNSON, M. C. RUTHERFORD, M. J. 1989. Experimental calibration of the aluminium-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley Caldera (California) volcanic rocks. Geology, v.17, n.9, p. 837-841.

KNOWLES, C. R. 1987. A basic program to recast garnet end members. Computers and Geosciences. 13: 655 – 658.

KOHN, M. J., SPEAR, F. S. 1990. Two new geobarometers for garnet amphibolites, with applications to southeastern Vermont. Am. Mineral., v.75, n.1/2, p. 89-96.

LACERDA FILHO, J.V.& OLIVEIRA, C.C. 1994. Geologia da região sudeste de Goiás. In: SIMP. GEOL. CENTRO-OESTE, 4, Goiânia, 1994. Anais... Goiânia, SBG-Núcleos Centro-Oeste e Brasília, p. 157- 160.

LAZARINI, A. P. 2000. Petrologia de metabasitos/ultrabasitos da região de Águas de Lindóia. Dissertação de Mestrado. IGCE-UNESP. 134P.

LEAKE, B. E. Nomenclature of amphiboles. American Mineralogist, Lancaster, v. 63, p. 1023-1052, 1978.

LUDWIG K.R. (2001a), Users' manual for Isoplot/Ex version 2.47. A geochronological toolkit for Microsoft Excel, Berkeley Geochronology Center Special ...

MACHADO FILHO, L.; RIBEIRO, M. W.; GONZALEZ, S. R.; SCHENINI, C. A.; SANTOS NETO, A. PALMEIRA, R. C. B.; PIRES, J. L. TEIXEIRA, W.; CASTRO, H. E. F. 1983. *Levantamento dos Recursos Naturais*, Projeto RADAM-BRASIL, Feologia das folhas Rio de Janeiro e Vitória, Rio de Janeiro, p. 31-286.

MACHADO, R. & ENDO, I. 1993. Cinturão de cisalhamento Atlântico: Um exemplo de tectônica transpressional neoproterozóica. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS (SNET), 4, Belo horizonte – MG. *Anais*...Belo Horizonte: SBG, p. 189-191.

MACHADO, R. & ENDO, I. 1994. Superposição cinemática brasiliana no cinturão de cisalhamento Atlântico e na Cunha de Guaxupé. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário Camburiú – SC. *Boletim de Resumos Expandidos*... Camburiú: SBG, v. 1, p. 269-270.

MARINI, O.J.; LIBERAL, G.S.; REIS, L.T.; TRINDADE, C.A.H.; SOUZA, S.L. 1978. Nova unidade litoestratigráfica do pré-cambriano do Estado de Goiás. CONGR. BRAS. GEOL.,30, Recife, 1978. Boletim 1, Recife, SBG, p.126-127.

MARINI, O.J.; FUCK, R.A.; DANNI, J.C.; DARDENNE, M.A.; LOGUÉRCIO, S.O.; RAMALHO, R. 1984. As faixas de dobramentos Brasília, Uruaçú e Paraguai Araguaia, e o Maciço Mediano de Goiás. In: SCHOBBENHAUS, C.; CAMPOS,.D.A.; DERZE,.G.R.; ASMUS,.H.E. (coords), Geologia do Brasil, MME-DNPM, p. 251-303.

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. (Coords.) O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo, Edgard Blücher Ltda., p.205-264.

MACCULLOCH, M. T. & WASSERBURG, G. J. 1978. Sm-Nd and Rb-Sr chronology of continental crust formation. Science, 200:1003-1011.

MELO, R. P. 2009. Evolução metamórfica (P-T-t) de granulitos e migmatitos do complexo guaxupé na região de São João da Boa Vista, SP. Dissertação de Mestrado. IGCE-UNESP, 114Pp.

MESQUITA, M. P. S.; EBERT, H. D.; HASUI, Y. 1995. Análise estrutural de um segmento das zonas de cisalhamento transcorrentes de Monte Sião e Ouro Fino, sul de Minas Gerais. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS (SNET), 5, Gramado – RS. *Boletim*.... Gramado: SBG, p. 57-58.

MORALES, N. 1988. Evolução lito-estrutural das rochas pré-cambrianas da região de São João da Boa Vista. São Paulo. 157p. Dissertação (de Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

MORALES, N. 1993. Evolução tectônica do cinturão de cisalhamento de Campo do Meio na porção oriental. Rio Claro, IGCE-UNESP, Tese Dout., 270 p.

NEGRI, F. A. 2002. Petrologia das rochas charnockito-graníticas e encaixantes de alto grau associadas na região de São Francisco Xavier, SP. Tese de Doutoramento. IGCE-UNESP. 404p.

NOCKOLDS, S. R. 1974. The relation between chemical composition and paragêneses in the biotite mias of igneous rocks. Am. Jour. Sci. 245: 401 – 420.

OLIVEIRA, M. A. F. 1973. Petrologia das rochas metamórficas da região de São José do Rio Pardo, SP. Rev. Bras. Geoc., 3(4): 257-278.

OLIVEIRA, M. A. F. & ALVES, F. R. 1976. Wollastonita em associações cálcicas de fácies granulito, Caconde, SP. Rev. Bras. Geoc., 6: 43-52.

OLIVEIRA, M. A. F. de & HYPÓLITO, R. 1978. Ortopiroxênios e clinopiroxênios coexistentes nos granulitos de São José do Rio Pardo, SP. Revista Brasileira de Geociências, v. 8, p. 249-261.

OLIVEIRA, M. A. F. & RUBERTI, E. 1979. Granada-cordierita gnaisses do complexo migmatítico de São José do Rio Pado - Caconde, SP. Bol. Mineral., Recife, 6: 15-29.

OLIVEIRA, M. A. F. de; MORALES, N.; ZANARDO, A.; CARVALHO, S. G. de. 1989. Mapeamento Geológico em 1:25.000 do quadrante NE da folha de Caconde (SF-23-V-CVI-2-NO). Projeto Caconde. UNESP-PRÓ-MINÉRIO.

OLIVEIRA, M. A. F. de; ZANARDO, A.; LAZARINI, A. P.; SILVA, A. H. M.; NARDY, A. J. R. 2004. Caracterização petrográfica e geoquímica de rochas anfibolíticas e metamáficas associadas às faixas metamórficas Amparo e Itapira, na região nordeste de São Paulo. Revista Brasileira de Geociências, 34(3): 393-400.

OLIVEIRA, M. A. F. de; LAZARINI, A. P.; ZANARDO, A.; DANTAS, E. L. 2006. New U/Pb and Sm/Nd geochronological data of Palaeoproterozoic orthogneiss and amphibolite (Serra Negra Unit) from the Amparo Basement Complex, southeastern Brazil. V SSAGI. Punta del Este, Uruguai. Short Papers. 135-138.

PEARCE, J. A. (1983). Role of the cub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margines, In Hawkesworth, C. J. and Norry, M. J. eds., Continental basalts and mantle Xenoliths, 230-250, Shiva, Nantwich, Cheshire, U.K.

PEARCE, J. A., HARRIS, N. W. & TINDLE, A. G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology 25, 956–983.

PEDROSA SOARES, A. C. & WIEDMANN-LEONARDOS, C. M. 2000. Evolution of the Aracuaí Belt and its Connection to Ribeira Belt, Eastern Brazil. In: Cordani, U. G.; Milani, E.

J.; Thomas Filho, A.; Campos, D. A. (eds) TECTONIC EVOLUTION OF SOUTH AMERICA. 31ST International Geological Congress, Rio de Janeiro, p. 265-285.

PENA, G.S. 1974. Geologia da area do Projeto Goiânia II, sudoeste de Goiás. In: SBG. Congresso Brasileiro de Geologia, 28, Anais, 4,437-50.

PIMENTEL, M. M., HEAMAN, L., FUCK, R. A., MARINI, O. J. 1991. U-Pb zircon 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. An. Acad. Bras. Ci., 64 (1):19-28.

PIMENTEL, M. M., WHITEHOUSE, M. J., VIANA, M. G., FUCK, R. A., MACHADO, N. 1997. The Mara Rosa arc in the Tocantins Province: Further evidence for Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. Precambrian Res., 81:299-310.

PIMENTEL, M. M., FUCK, R. A., JOST H., FERREIRA-FILHO, C.F., ARAÚJO, S. M. 2000. The basement of the Brasília Belt and the Goiás Magmatic Arc. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (eds). Tectonic Evolution of South America. 31st Int. Geol. Congr., Rio de Janeiro, p. 195-229.

PIUZANA, D.; PIMENTAL, M.M.; FUCK, R.A. & ARMSTRONG, R. 2003. Neoproterozoic granulite facies metamorphism and coeval granitic magmatism in the Brasília Belt, central Brazil: regional implications of SHRIMP U-Pb and Sm-Nd data. Precambrian Res., 125:245-273.

POWELL, R. and HOLLAND, T. J. B. 1988. An internally consistent dataset with uncertainties and correlations; 3, Applications to geobarometry, worked examples and a computer program. Journal of Metamorphic Geology, 6, 173-204.

RICHARD L.R. 1995. Minpet Software. Mineralogical and Petrological data processing system. Versão 2.02.

RICKWOOD, P.C. (1968). On recasting analyses of garnet into endmember molecules. Contrib Mineral Petrol 18 : 175-198

ROBINSON, P.; SPEAR, F. S.; SCHUMACHER, J. C.; LAIRD, J.; KLEIN, C.; EVANS, B. W.; DOOLAN, B. L. Phase relations of metamorfic amphiboles: natural occurrence and theory. Reviews in Mineralogy, Washington, v. 9B, p. 1-228, 1981.

SANTOS, A. M. M. M. dos. 1987. Caracterização Petrográfica dos Granulitos Básicos da Folha de Guaranésia (MG). São Paulo. 106p. Dissertação (Mestrado em Mineralogia e Petrologia) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

SATO, K. (1998). Evolução crustal da plataforma Sul Americana, com base na geoquímica isotópica Sm/Nd. São Paulo, 299 p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

SHAND, S. I. 1963. Eruptive rocks. Jonh Wiley, New York, 233p.

SEER, H.J. 1999. Evolução Tectônica dos Grupos Araxá, Ibiá e Canastra na sinforma de Araxá, Araxá, Minas Gerais. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 267p.

SILVA, C.H. 2003. Evolução geológica da Faixa Brasília na região de Tapira sudeste de Minas Gerais. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista. Rio Claro, São Paulo.

SIMÕES, L.S.A. 1995. Evolução tectonometamórfica da Nappe de Passos, Sudoeste de Minas Gerais. (Tese de Doutorado, IGC-USP). São Paulo. 149 p.

SOARES, P. C. 1988. Tectônica colisional em torno do Bloco Paraná, Brasil. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 7, Belém – PA. *Anais*... Belém:SBG, v. 1, p. 63-79.

SOARES, P. C.; FIORI, A. P.; CARVALHO, S. G. de. 1990. Tectônica colisional oblíqua entre o Bloco Paraná e a margem sul do Cráton do São Francisco, no maciço Guaxupé. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal – RN. *Anais*...Natal: SBG, v. 6, p. 2723-2734.

SOARES, P. C.; CARVALHO, S. G. de; FIORI, A. P. 1991. Evolução tectônica dos terrenos máficos-ultramáficos na margem sul do cráton do São Francisco. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3, Rio Claro – SP. *Boletim*... Rio Claro: SBG, p. 66-68.

SOTO, J. I, SOTO, V. M. Ptmafic: software package for thermometry, barometry, and activity calculations in mafic rocks using na IBM-compatible computer. Comput. & Geosci., V.21, n.5, p. 619-652, 1995.

STRECKEISEN, A. L., 1976. Classification of the common igneous rocks by means of their chemical composition: a provisional attempt. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte, 1976, H. 1, 1-15.

STRIEDER, A.J. & NILSON A.A. 1992a. Melange ofiolítica nos metassedimentos Araxá de Abadiânia (GO) e implicações tectônicas regionais. Rev. Bras. Geoc., 22:204-215.

STRIEDER, A.J. & NILSON, A.A. 1992b. Estudo petrológico de alguns fragmentos tectônicos da melange ofiolítica em Abadiânia (GO): I – O protólito dos corpos de serpentinito. Rev. Bras. Geoc., 22:338-352.

STRIEDER, A.J. & NILSON, A.A. 1992c. Estudo petrológico de alguns fragmentos tectônicos da melange ofiolítica em Abadiânia (GO): II – Cromita primária e suas transformações metamorficas. Rev. Bras. Geoc., 22:353-362.

STRIEDER, A.J. 1993. Deformação e metamorfismo na região de Santa Cruz de Goiás – correlação tectono-estratigráfica e evolução tectôno regional. Brasília. IG-UNB. 222p (Tese de Doutorado).

SUN, S.S.; NESBITT, R.W.; SHARASKIN, A.Y. 1979. Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts. Earth Planet. Sci. Lett., 4:119-138.

TASSINARI, C. C. G., CORDANI, U. G., CORREIA, C. T., NUTMAN, A., KINNY, P., DIAS NETO, C.M. 1999. Dating of granulites by SHRIMP U-Pb systematics in Brazil: constraints for the age of metamorphism of proterozoic orogenies. In: AGA, Simposio Sudamericano de Geología Isotópica, 2, Villa Carlos Paz, Córdoba, Argentina, 1999. Actas..., Villa Carlos Paz, Córdoba, Argentina, p. 371-373.

TASSINARI, C. C. G. & NUTMAN, A. P. 2001. Archean and Proterozoic multiple tectonothermal events recorded by gneisses in the Amparo region, São Paulo State, Brazil. In: III South American Symposium on Isotope Geology, Pucon, Chile. Comunicaciones, 52: 68.

TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C. C. G.; CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K. (1989). A review of the geochronology of the Amazonian Cráton: tectonic implications. Precambrian Research, v. 42, p. 213-227.

TÖPFNER, C. 1996. Brasiliano-Granitoide in den Bundesstaaten São Paulo und Minas Gerais, Brasilien. Eine vergleichende Studie (Zircontypologie U-(Th)-Pb und Rb-Sr-Altersbestimmungen). Münchner Geologische Hefte - Reihe A (Allgemeine Geologie), v. 17, 258 p.

TROMPETTE, R.; SILVA, M. E.; TOMMASI, A.; VAUCHEZ, A.; UHLEIN, A. 1993. Amalgamação do Gondwuana Ocidental no panafricano brasileiro e o papel da geometria do Cráton do São Francisco na arquitetura da Faixa Ribeira. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 23, n. 3, p. 187-193.

TROUW, A. J. R.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F. V. P.; HELBRON, M. L. 1984. Os grupos São João Del Rei, Carrancas e Andrelândia, interpretados como a continuação dos Grupos Araxá e Canastra. In: Congresso Brasileiro de Geologia, n. 33, Rio de Janeiro. Anais do XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, p.3227-3240.

TROUW, R. A. J. 1992. Evolução tectônica ao sul do Cráton do São Francisco baseada em análise metamórfica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo. *Boletim de Resumos Expandidos*...São Paulo: SBG, v. 1, p. 327328.

TROUW, R. A. J. PACIULLO, F. V. P.; RIBEIRO, A. A. 1994. Faixa Alto Rio Grande reinterpretada como zona de interferência entre a Faixa Brasília e a Faixa Ribeira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário de Camboriú – SC. *Boletim de Resumos Expandidos*.... Camboriú: SBG, v. 1, p. 234-235.

TROUW, R. A. J. HEILBRON, M.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.; VALERIANO, C. M.; ALMEIDA, J. C. H.; TUPINANBÁ, M.; ANDREIS, R. R. 2000. The central segment of the Ribeira Belt. In: Cordani, U. G.; Milani, E. J. Thomas Filho, A.; Campos, D. A. (eds). TECTONIC EVOLUTION OF SOUTH AMERICA. 31ST Internatinal Geological Congress, Rio de Janeiro, p. 287-310.

TURNER, F.J. 1981. Metamorphic Petrologv - mineralogical, field and tectonic aspects. 2nded., New York, McGraw-Hill, 524 p.

VALERIANO, C.M. & SIMÕES, L.S.A. 1997. Geochemistry of proterozoic mafic rocks from the Passos Nappe (Minas Gerais, Brazil): tectonic implications to the evolution of the southern Brasília Belt. Rev. Bras. Geoc., 27(1):99-110.

VALERIANO, C. M.; MACHADO, N.; SIMONETTI, A.; VALLADARES, C. S.; SEER, H. J.; SIMÕES, L. S. 2000. U-Pb geochronology of the southern Brasília Belt (SE Brazil): sedimentary provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of West-Gondwana. Precambrian Research. 130 (1-4): 27-55.

VAUCHEZ, A.; TOMMASI, A.; SILVA, M. E.; TROMPETE, R. 1992. Tectônica de escape na terminação de um Cráton: A Faixa Ribeira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo. *Boletim de Resumos Expandidos*...São Paulo: SBG, v. 2, p. 373-375.

WERNICK, E.; PENALVA, F. 1973. As relações entre os grupos Amparo e Itapira, São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27, Aracaju, 1973. Resumo de Comunicações... Aracaju: SBG. p.116-117 (Bol., 1).

WERNICK, E. & FIORI, A. P. 1981. Contribuição à geologia da borda sul do cráton do São Francisco. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS. *Anais*...[sl:s.n.], p. 169-179.

WERNICK, E. ARTUR, A. C. 1983. Regenerações suscessivas de terrenos arqueanos no leste do estado de São Paulo e sul de Minas Gerais. In: Simpósio Regional de Geologia, n. 4, São Paulo. Atas do 4^{0} Simpósio Regional de Geologia. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, p. 17-31.

WINCHESTER, J. A. & FLOYD, P. A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical Geology 20, 325–343.

WINKLER, H. G. F. 1977. Petrogênese das rochas metamórficas. São Paulo. Ed. Edgard Blucher: Universidade Federal do Rio Grande do Sul – Porto Alegre.

WITT-EICKSCHEN, G., SECK, H. A. 1991. Solubility of Ca and Al in orthopyroxene from spinel peridotite: an improved version of an empirical geothermometer. Contrib. Mineral. Petrol., v.106, n.4, p. 431-439.

ZANARDO, A. 1987. Análise petrológica e microestrutural das rochas da folha de Águas de Lindóia, São Paulo. Dissetação de Mestrado. IGc - USP, 270p.

ZANARDO, A. & OLIVEIRA, M. A. F. de. 1990. Aspectos microestruturais e texturas dos metassedimentos da Formação Eleutério. São Paulo: *Geociências*, N. esp., p. 317-330.

ZANARDO, A.; SZABÓ, G. A. J.; CÂNDIA, M. A. F.; OLIVEIRA, M. A. F. de. 1992. Os corpos metaultramáficos da Serra das Águas Claras, Município de Itapira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo. *Boletim de Resumos Espandidos*...São Paulo: SBG, v. 1. p.460.

ZANARDO, A.; DEL LAMA, E. A.; MORALES, N.; OLIVEIRA, M. A. F. 1996. Geologia da porção limítrofe entre os blocos São Paulo e Brasília. Geociências, 15: 143-168.

ZANARDO, A. 2003. Pesquisa geológica e de matérias-primas cerâmicas do centro nordeste do Estado de São Paulo e vizinhanças. Sistematização crítica da produção técnico-científica. Tese de Livre Docência. Instituto de Geociências e Ciências Exatas – Campus de Rio Claro – SP. p.283.

ZINDLER, A. AND HART, S.R. 1986. Chemical geodynamics. Ann. Rev. Earth Planet.Sci. 14, 493-571.

YARDLEY, BRUCE W. D. 2004. Introdução à petrologia metamórfica. Traduzido por Adolph R. Fuck. 2. ed. revista. Editora Universidade de Brasília, 340p.