

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS

**INSTITUTO DE
GEOCIÊNCIAS**

**DEPARTAMENTO DE
GEOLOGIA**

**DISSERTAÇÃO DE
MESTRADO**

**ESTRUTURAÇÃO E ALTERAÇÃO METASSOMÁTICA DO
ORTOGNAISSE AÇUCENA (SUÍTE BORRACHUDOS) NA
REGIÃO DE IPATINGA, MINAS GERAIS**

Por ANDRÉ AZEVEDO KLUMB OLIVEIRA

ORIENTADOR: Prof. Dr. CARLOS MAURÍCIO NOCE

CO-ORIENTADORA: Profa: Dra. LYDIA MARIA LOBATO

**BELO HORIZONTE
(06/02)**

Dedico este trabalho ao meu pai Roberto Duarte e a minha mãe Aura, pela confiança, apoio e carinho ao longo de uma vida.

Agradecimentos

Gostaria de manifestar meus agradecimentos a todos aqueles que, de uma forma ou outra, contribuíram para a realização deste trabalho.

Em especial agradeço:

ao Prof. Dr. Carlos Maurício Noce (IGC-UFMG) e à Prof. Dra. Lydia Maria Lobato (IGC-UFMG) pela atenção e interesse na orientação dos trabalhos;

aos colegas Claiton Piva Pinto, geólogo, gerente da divisão de geologia da CPRM e Oswaldo Castelheira, Superintendente da CPRM de Belo Horizonte, pela oportunidade, confiança e apoio. Também agradeço a todos os amigos da CPRM, João Bosco, Magda, Zé Geraldo, Lindouro;

à Maria José Resende e Orivaldo Ferreira Baltazar, pelas inúmeras discussões sobre geologia;

à Márcia Zucchetti e Ludmila Maria Motta Pereira, geólogas da CPRM, pela prestatividade e leitura do capítulo da dissertação;

aos geólogos Sergio Lima da Silva e Carlos Leite, da CPRM, pelas discussões e aos trabalhos de campo;

ao geólogo Moisés Perilo pelo “V0” da geoquímica;

ao motorista Bessa da CPRM pela direção segura e bom humor com que me conduziu durante inúmeras etapas de campo;

à Madalena e Maria Lúcia pelas revisões bibliográficas, e a todo pessoal da biblioteca da CPRM pela boa vontade;

à Cristina e a Adélia do CPMTC pelos quebra galhos do cotidiano. A todo pessoal da UFMG, a Paula e a Leila, do IGC;

ao pessoal da UNB pelo apoio durante as análises de microsonda;

por fim, a todas as pessoas com que trabalhamos e estudamos diariamente.

SUMÁRIO

Resumo/Abstract

CAPÍTULO 1 - Introdução

1.1 . Apresentação e objetivos do trabalho.....	01
1.2 . Localização da área e vias de acesso.....	01
1.3 . Método de trabalho.....	03

CAPÍTULO 2 – Geologia Regional

2.1 . Introdução.....	04
2.2 . Estratigrafia.....	04
2.2.1 . Arqueano.....	04
2.2.1.1 . Complexo Mantiqueira.....	04
2.2.1.2 . Rochas supracrustais associadas ao Supergrupo Rio das Velhas.....	05
2.2.2 . Paleoproterozóico.....	07
2.2.2.1 . Suíte Borrachudos.....	07
2.2.3 . Neoproterozóico.....	10
2.2.3.1 . Grupo Rio Doce.....	10
2.3 . Geologia Estrutural.....	10
2.3.1 . Evento Transamazônico.....	10
2.3.2 . Evento Brasileiro.....	11
2.4 . Metamorfismo.....	11
2.5 . Evolução Geológica.....	12

CAPÍTULO 3 – Descrição das Unidades Geológicas, Pegmatitos e Ocorrência de Gemas

3.1 . Introdução.....	14
3.2 . Complexo Mantiqueira.....	14
3.3 . Supergrupo Rio das Velhas.....	15
3.4 . Ortognaisses da Suíte Borrachudos.....	18
3.4.1 . Pegmatitos.....	21
3.4.2 . Ocorrências de esmeralda e crisoberilo.....	25
3.5 . Grupo Rio Doce	26

CAPÍTULO 4 - Geologia Estrutural

4.1 . Introdução.....	28
4.2 . Deformação pré-brasileira.....	28
4.3 . Deformação Brasileira.....	28
4.4 . Descrição dos Domínios Estruturais.....	28
4.4.1 . Domínio I.....	28
4.4.1.1 . Falhas de cavalgamento.....	29

4.4.1.2 . Dobras da fase Dn.....	30
4.4.1.3 . Foliação Sn.....	32
4.4.1.4 . Lineações de estiramento e mineral	33
4.4.2 . Domínio II.....	33
4.4.2.1 . Dobras.....	33
4.4.2.2 . Foliação Sn.....	33
4.4.2.3 . Lineação mineral e de estiramento (Ln).....	34
4.4.3 . Domínio III.....	35
4.4.4 . Domínio IV.....	37
4.4.4.1 . Falhas de cavalgamento.....	37
4.4.4.2 . Falhas normais.....	37
4.4.4.3 . Dobras.....	37
4.4.4.4 . Foliação Sn.....	39
4.5 . Evolução tectônica.....	40

CAPÍTULO 5 – Geoquímica do Ortognaisse Açucena

5.1 . Introdução.....	43
5.2 . Elementos Maiores.....	43
5.3 . Elementos Traços.....	44
5.4 . Elementos Terras Raras.....	47

CAPÍTULO 6 - Alteração Metassomática e Geocronologia do Ortognaisse Açucena

6.1 . Descrição da Zona de Cisalhamento.....	50
6.2 . Química Mineral.....	55
6.2.1 . Introdução.....	55
6.2.2 . Biotita.....	55
6.2.3 . Granada.....	57
6.2.4 . Plagioclásio.....	62
6.2.5 . Anfibólio.....	62
6.3 . Química de Rocha Total.....	64
6.3.1 . Elementos Maiores	64
6.3.2 . Elementos Traços.....	65
6.3.3 . Elementos Terras Raras.....	67
6.3.4 . Reações Química.....	70
6.4 . Geoquímica Isotópica do Nd.....	71
6.4.1 Introdução.....	71
6.4.2 . Metodologia empregada.....	73
6.4.3 . Resultados Obtidos.....	73
6.4.4 . Discussão.....	75

CAPÍTULO 7 – Conclusão

CAPÍTULO 8 – Bibliografia

LISTA DE FOTOS

Foto 3.1	Aspecto do ortognaisse bandado do Complexo Mantiqueira	20
Foto 3.2	Xistos paraderivados do Supergrupo Rio das Velhas exibindo bandamento composicional	20
Foto 3.3	Ortognaisse Açucena mostrando foliação penetrativa dada pela orientação da biotita	20
Foto 3.4	Detalhe de um pegmatito produtor de águas marinhas. A seta mostra um cristal de água marinha crescendo oblíquo a parede. Legenda: FD - feldspato e MC - mica. Garimpo do Tião, próximo ao limite noroeste da área	22
Foto 3.5	Lavra do Sapé para prospecção de águas marinhas. O pegmatito possui aproximadamente 2m de largura	22
Foto 3.6	Galeria do Complexo Mantiqueira para prospecção de águas marinhas. O pegmatito é visto abrindo em bolsões, com apófises segundo o bandamento gnáissico	22
Foto 3.7	Pegmatito produtor de águas marinhas no Complexo Mantiqueira. O corpo é do tipo simples zonado com quartzo no centro e feldspato na zona de borda	24
Foto 3.8	Pegmatito do Tião mostrando os livros de mica na zona de parede, seguido do feldspato e quartzo no centro	24
Foto 4.1	Estrutura duplex no Ortognaisse Açucena mostrando vergência para oeste	31
Foto 4.2	Estrias de falha mergulhando para N80E e <i>steps</i> indicando falhamentos reversos com vergência para oeste	31
Foto 4.3	Feição sugestiva de dobra em bainha formada durante o evento Dn que afetou as rochas do complexo Mantiqueira. Eixos N80E/35, S70W/30 e S35E/50	31
Foto 4.4	Foliação milonítica próximo ao <i>front</i> da falha de Mesquita, Domínio II	36
Foto 4.5	Dobras recumbentes nas rochas do Complexo Mantiqueira com eixo S40E/05	36
Foto 4.6	Estilo de dobramento das rochas do Complexo Mantiqueira, próximo ao <i>front</i> da Falha de Mesquita	36
Foto 4.7	Falhas normais com atitude N05W/85NE. Detalhe do canto esquerdo da foto, onde a falha está preenchida por um pegmatito (pg)	38
Foto 4.8	Falha reversa com vergência para SE	38
Foto 4.9	Sigmóides de quartzo indicando movimento dextral nos xistos do Supergrupo Rio das Velhas	38
Foto 4.10	Cristal de granada rotacionada no sentido dextral	42
Foto 4.11	Zona de cisalhamento dextral nos xistos do Supergrupo Rio das Velhas	42
Foto 4.12	Dobras mostrando vergência tectônica para SE	42
Foto 6.1a	Montagem de fotos da zona de cisalhamento da Figura 5.6	53
Foto 6.1b	Montagem de fotos da zona de cisalhamento	54
Foto 6.2	Cristais de granada (Gr) em matriz composta por biotita (Bt) e anfibólio (Af), principalmente	54

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1	Mapa de localização	02
Figura 2.1	Mapa geológico regional	06
Figura 2.2	Individualização dos plútons da Suíte Borrachudos	09
Figura 3.1	Mapa geológico da região estudada	16
Figura 3.2	Limite do ortognaisse Açucena, pertencente a Suíte Borrachudos	17
Figura 3.3	Diagrama QAP para as rochas do Ortognaisse Açucena	21
Figura 3.4	Pegmatito dobrado com eixo NE/SW (210°), concordantes com o dobramento da metabásica e do ortognaisse encaixante. Lavra do Tatu	25
Figura 4.1	Mapa de contorno da foliação principal (Sn) mostrando quatro domínios tectônicos	29
Figura 4.2	Perfil esquemático da área estudada	30
Figura 4.3	Diagramas estruturais para o Domínio I	32

Figura 4.4	Diagramas estruturais para o Domínio II	34
Figura 4.5	Diagramas estruturais para o domínio III	35
Figura 4.6	Aspecto de pegmatitos estéreis próximo a Lavra do Tatu. Dobras sugerindo padrão de interferência	39
Figura 4.7	Diagrama estrutural para o Domínio IV	39
Figura 4.8	Bloco diagrama esquemático mostrando o comportamento da área, segundo o modelo proposto, para o corpo Açucena	41
Figura 4.9	Modelo de Lister e Davis (1989) para a geração dos metamorphic core complexes	41
Figura 5.1	Diagrama de alcalinidade de Shand para o Ortognaisse Açucena	46
Figura 5.2	Caracterização geotectônica das rochas granitoides como proposto por Pearce <i>et al.</i> (1984)	46
Figura 5.3	Análises do Ortognaisse Açucena plotadas em diagramas de variação de Harker	46
Figura 5.4	Elementos Terras Raras para as análises dos ortognaises da Suíte Borrachudos	48
Figura 5.5	Elementos Terras Raras para as análises do Ortognaises Açucena da área estudada comparadas as análises realizadas por Dussin T. (1994)	49
Figura 6.1	Zona de cisalhamento por onde percolaram fluídos hidrotermais responsáveis pela assembléia mineral existente	52
Figura 6.2	Diagrama Fe ²⁺ versus Mg (átomos de unidade fórmula) para as biotitas estudadas mostrando a correlação negativa entre estes parâmetros	56
Figura 6.3	Diagramas discriminatórios entre biotitas, segundo Abel-Rahman 1994	57
Figura 6.4	Diagrama discriminante entre granadas da Faixa 01 e da Faixa 03 (almandina, piropo, espessartita)	58
Figura 6.5	Composição da granada borda-núcleo-borda em um perfil de 9 mm na lâmina AK 504 (análises de AK504332 a AK504341) coletada na Faixa 03	58
Figura 6.6	Zoneamento de granada da Faixa 03	60
Figura 6.7	Diagrama discriminatório entre granadas da Faixa 01 e da Faixa 03 (Mn, Mg, Fe ₂)	61
Figura 6.8	Diagrama ternário Ab-Or-Na classificatório dos feldspatos analisados (Deer, Howie & Zussman 1966)	63
Figura 6.9	Classificação dos ortoanfibólios segundo Hawthorne 1981	64
Figura 6.10	Spidediagrams para as rochas da Suíte Borrachudos e da zona de cisalhamento	66
Figura 6.11	Análises da zona de cisalhamento normalizadas para AK 48 (Suíte Borrachudos, corpo Açucena)	66
Figura 6.12	Diagrama de ETR para as análises da zona de cisalhamento e do ortognaisse encaixante normalizados pelo condrito	67
Figura 6.13	Concentração de ETR nos minerais (Kd's) para dacitos e riolitos (Hanson 1980)	69
Figura 6.14	Sm-Nd isócrona de granada e rocha total indicando idades Brasilianas para os processos metassomáticos	74

LISTA DE TABELAS

Tabela 5.1	Dados analíticos de elementos maiores para as rochas da Suíte Borrachudos na área estudada	43
Tabela 5.2	Valores analíticos de elementos traços para o Ortognaisse Açucena	45
Tabela 5.3	Valores analíticos de elementos terras raras para as rochas do Ortognaisse Açucena	47
Tabela 6.1	Quadro-resumo da zona de cisalhamento	50

Tabela 6.2	Fórmula da biotita: $A_2XY_6-4(OH)_4(Al,Si)_8O_{20}$. Onde A pode ser K, Na, Ca; Y pode ser Mn, Mg, Fe, Al e Ti	56
Tabela 6.3	Zoneamento de granada da Faixa 3	59
Tabela 6.4	Zoneamento de granada da Faixa 1	59
Tabela 6.5	Teor em óxidos e fórmula estrutural dos feldspatos com base em 8 O	62
Tabela 6.6	Fórmula estrutural dos anfibólios analisados	64
Tabela 6.7	Dados analíticos de elementos maiores para a zona de cisalhamento	65
Tabela 6.8	Valores analíticos de elementos traço para as rochas da zona de cisalhamento	65
Tabela 6.9	Valores analíticos de elementos terras raras no xisto associado ao cisalhamento do Ortognaisse Açucena	67
Tabela 6.10	Dados isotópicos Sm/Nd	72
Tabela 6.11	Dados isotópicos do Nd para a região	73

RESUMO

A área estudada compreende parte da folha Ipatinga (SE-23-Z-D-II). Está limitada pelas coordenadas UTM 7876000 e 7844000 norte e 711000 e 762000 leste, abrangendo 1600 km². As rochas de idade arquana são representadas pelo Complexo Mantiqueira, composto por rochas gnáissicas ortoderivadas, com aspecto bandado e pelas rochas supracrustais do Supergrupo Rio das Velhas, composto por formação ferrífera, quartzitos, xistos e paragnaisses. O plutonismo paleoproterozóico é representado pelos ortognaisses da Suíte Borrachudos. Afloram, ainda, rochas supracrustais neoproterozóicas do Grupo Rio Doce constituído por quartzitos e xistos. A Suíte Borrachudos ocupa a maior parte da área mapeada, está representada pelos ortognaisses Açucena, Sete Cachoeiras e Pedra do Chapéu. Estes, constituídos de ortognaisses de textura granoblástica, formados por quartzo, K-feldspato, biotita, plagioclásio e hornblenda. Allanita, titanita, zircão, monazita e opacos são minerais acessórios. As análises de elementos maiores para o Ortognaisse Açucena sugere ser este do tipo A. Quando representados no diagrama de alcalinidade de Shand, projetam-se no campo das rochas metaluminosas a subalcalinas. O diagrama envolvendo elementos traços para caracterização geotectônica indica o campo de granitos intra-placa para essas rochas. Observa-se dois tipos principais de pegmatitos, bordejando o Ortognaisse Açucena, os deformados e não deformados. Os pegmatitos produtores de água-marinha são discordantes da rocha encaixante, comumente não mostram deformação, são zonados e com espessura de 1m a 2 m. Aqueles deformados, em geral de espessura de poucos centímetros, não mostram zonamento e são estéreis. A fase de deformação mais antiga (Dn-1) reconhecida na região é associada ao desenvolvimento do bandamento gnáissico (Sn-1), observados nas rochas do Complexo Mantiqueira e Supergrupo Rio das Velhas. A deformação principal (Dn) é associada ao Evento Brasileiro, caracterizado por compressão NE/SW, seguido de arqueamento geral da estrutura do granito como resposta à compressão, formação das falhas reversas de Ipatinga e Mesquita, seguido de retrocavalgamento com vetores tectônicos para SE. Neste contexto, dividiu-se a área em domínios estruturais. O Domínio I é caracterizado por apresentar os contornos das foliações em forma de sigmóides entre as falhas oblíquas de Ipatinga e Mesquita. O Domínio II mostra a foliação contornando o plúton, na região central. O Domínio III é individualizado a oeste da cidade de Mesquita, entre os ortognaisses Açucena, Pedra do Chapéu e Sete Cachoeiras, abrangendo rochas do Complexo Mantiqueira que foram redobradas. O Domínio IV ocorre na borda oeste da área, sendo associado a retrocavalgamentos com vergência para SE. Uma zona de cisalhamento foi detalhada, cortando o Ortognaisse Açucena, preenchida por um cordierita-biotita-granada xisto hidrotermalizado. Os diagramas de ETR da zona hidrotermalizada mostram que esta, é derivada do Ortognaisse Açucena. As análises Sm/Nd de granada forneceram uma idade de 519 ± 31 Ma (MSWD=25), interpretadas como a idade do cisalhamento/alteração hidrotermal.

ABSTRACT

Regional mapping of a 1600 km² section of the Ipatinga sheet (SE-23-Z-D-II), Minas Gerais, Brazil was undertaken. The study area is limited by UTM 7876000 and 7844000N, and UTM 711000 and 762000E. Archaean basement consists of Mantiqueira Complex banded gneisses and supracrustal iron formation, quartzite, schist and paragneiss of the Rio das Velhas Supergroup greenstone belt. The Borrachudos Suite orthogneisses were emplaced during a Palaeoproterozoic plutonic event. Neoproterozoic supracrustal quartzites and schists of the Rio Doce Group also crop out locally. The Borrachudos Suite, consisting of the Açucena, Sete Cachoeiras and Pedra do Chapéu orthogneisses, occupies a major part of the study area. It was inserted in an Archaean terrain and reworked by later Proterozoic tectonic events. These orthogneisses have a granular to granoblastic texture and are composed predominantly of quartz, K-feldspar, biotite, plagioclase and hornblende mineralogy with accessory allanite, titanite, zircon, monzanite and opaque minerals. Major element analyses of the Açucena orthogneiss suggests that it is an A-type granite. It plots within the metaluminous to sub-alkaline field of a Shand alkalinity graph. A trace element graph, used to characterize the geotectonic environment of granites, suggests an inter-plate origin. Two principle forms of pegmatite were observed at the pluton margins; deformed and non-deformed. The non-deformed pegmatites that normally contain economic aquamarine discordantly cut the host rock, are zoned and have approximately 1 to 2m thick. The deformed pegmatites are, in general, a few centimetres thick, do not show zoning and are barren. The oldest phase of deformation (Dn-1) recognized in the study area is related to the gneissic banding (Sn-1) observed in the Mantiqueira Complex and Rio das Velhas Supergroup. The principal phase of deformation (Dn) is related to the NE-SW compression of the Brasiliano Orogeny. This deformation event caused folding as well as back thrusting which formed the SE verging Ipatinga and Mesquita reverse faults. The study area can be divided into four distinct structural domains. Domain I is characterized by the warping of foliation, in the form of sigmoids, into the oblique Ipatinga and Mesquita faults. Domain II foliation delineates a circle encompassing the pluton. Domain III is isolated to the west of Mesquita, between the Açucena, Pedra do Chapéu and Sete Cachoeiras orthogneisses, reaching the Mantiqueira Complex rocks resulting in their refolding. Domain IV occurs at the western border of the study area and is associated with SE verging backthrusting. A shear zone within the Açucena orthogneiss was described in detail. It contains hydrothermally altered cordierite-biotite-granite schist. Interpretation of ETR hydrothermal zone diagrams suggest that the mobile zone is derived from the Açucena orthogneiss. Sm-Nd dating of garnets provides an age to the shear zone-hydrothermal alteration zone of 519 ± 31 Ma (MSWD =25).

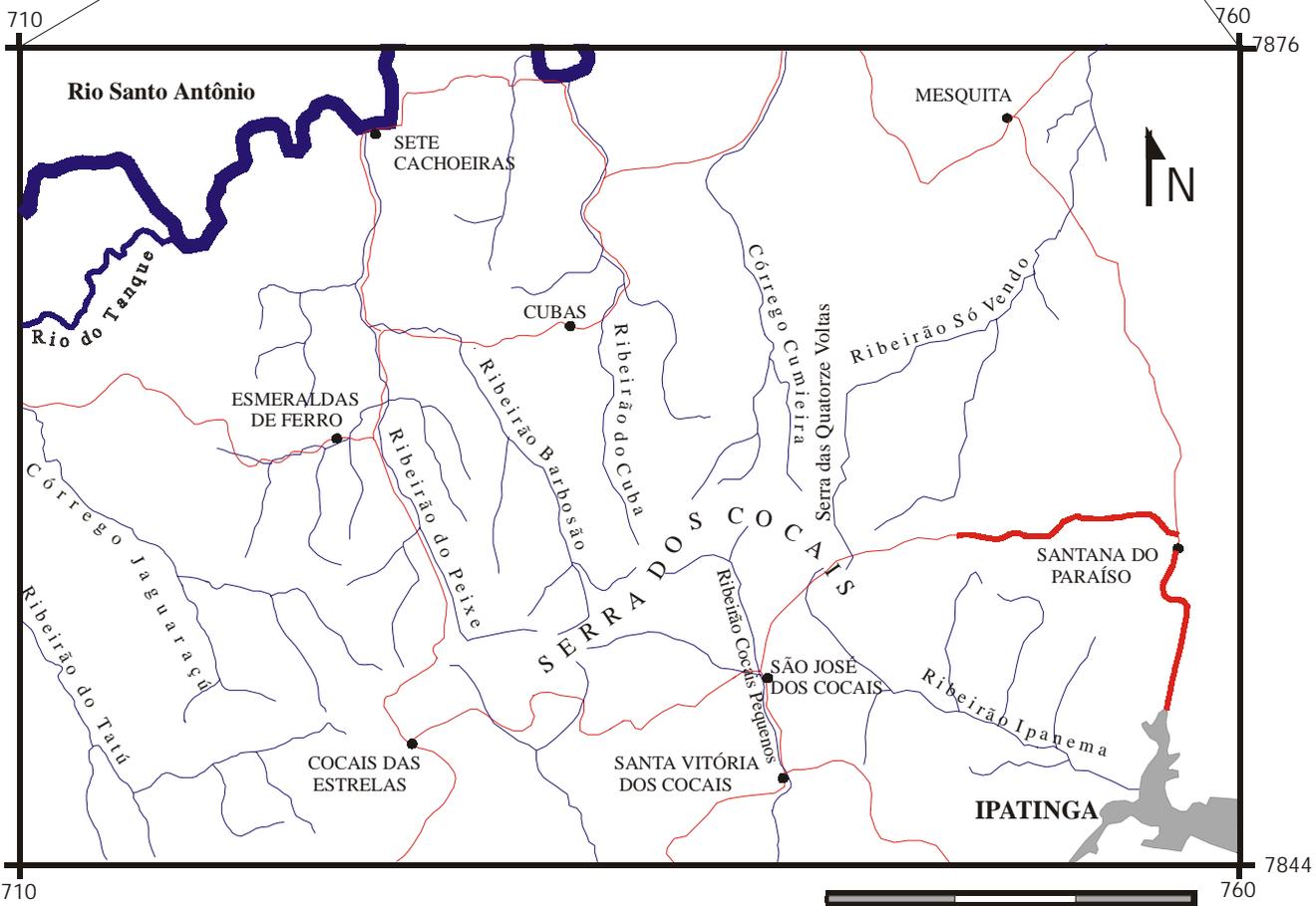
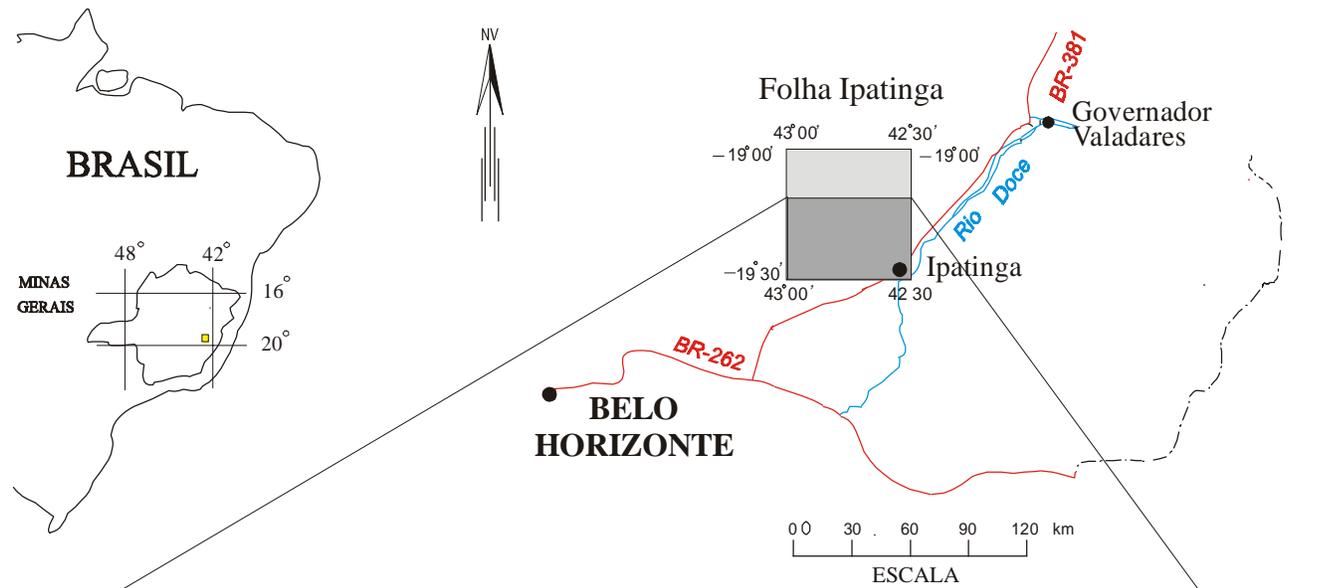
1.1 – Apresentação e objetivos do trabalho

A região estudada ocupa a porção sul da folha Ipatinga, MI-2499. É caracterizada por apresentar inúmeras ocorrências de pegmatitos portadores de água-marinha, além de ocorrências de esmeralda e alexandrita. Esta área insere-se na região mapeada pelo Projeto Leste - MG, executado pelo Serviço Geológico do Brasil.

A dissertação objetiva o estudo da evolução estrutural da área, as relação de contato dos corpos graníticos e as idades relativas dos pegmatitos, assim como seu controle estrutural. Sabe-se que grande parte das mineralizações de gemas, nesta região, encontra-se bordejando tais corpos graníticos. É também objetivo deste trabalho a caracterização geoquímica do Ortognaisse Açucena, além do estudo de uma zona de cisalhamento e alteração metassomática que corta este corpo.

1.2 - Localização da área e vias de acesso

A área localiza-se próximo à Ipatinga, sudeste de Minas Gerais, abrangendo, parcialmente, os municípios de Ipatinga, Caratinga, Timóteo, Coronel Fabriciano, Antônio Dias, Santa Maria de Itabira, Joanésia, Mesquita e Belo Oriente, atingindo 1600 km². Está limitada pelas coordenadas UTM 7876000 N e 7844000 N e UTM 711000 E e 762000 E (Figura 1.1). O acesso é feito pela rodovia BR 262 até Ipatinga quando então segue-se por vias vicinais ou pela MG 020 que liga Santa Maria de Itabira a Dores de Guanhões.



Legenda

-  Cursos d'água
-  Rodovias não pavimentadas
-  Rodovias pavimentadas
-  Povoados
-  Cidade

Figura 1.1 - Mapa de localização.

1.3 – Método de trabalho

Como primeira etapa do trabalho foi feito um levantamento bibliográfico seguido por foto-interpretção em escala 1:60.000 e mapa preliminar em escala 1:250.000. A etapa seguinte contou com o mapeamento geológico em escala 1:100.000 com um total de 305 afloramentos descritos. Para a interpretação geológica da área foram confeccionadas 66 lâminas delgadas, das quais 9 foram utilizadas para análise por microsonda eletrônica e 12 amostras para análise geoquímica.

As amostras para as análises geoquímicas foram pulverizadas na empresa Geologia e Sondagem Ltda. (GEOSOL) e analisadas no laboratório Activation Laboratories Ltd. (ACTLABS), no Canadá. O método de análise foi ICP-MS, Plasma de Acoplamento Indutivo-Espectômetro de Massa, que utiliza uma técnica na qual os íons são extraídos por ICP e analisados em um espectômetro de massa quadropolo. As amostras para datação Sm-Nd foram preparadas no laboratório de preparação de amostras da UFMG e o pó enviado para UNB, onde foi feita a separação do Sm e Nd.

Os dados de microsonda eletrônica foram obtidos na Universidade de Brasília pela sonda do tipo CAMECA SX-50. As sessões foram realizadas em 5 dias, mantidas as mesmas condições analíticas e feixe com 20Å, empregando-se minerais naturais como padrões.

Os desenhos de geologia estrutural foram confeccionados por meio do programa gráfico Corel Draw 10, os diagramas de Schmidt elaborados no Stereonet e os dados de geoquímica tratados no Minpet. O mapa geológico foi, inicialmente, digitalizado no Auto Cad 14 e colorido e legendado no Corel Draw 10.

2.1 - Introdução

A área está inserida no contexto de terrenos arqueanos intensamente retrabalhados por eventos proterozóicos, na Faixa Araçuaí. A crosta arqueana é representada por complexos gnáissico-migmatíticos de assinatura TTG e rochas metavulcanossedimentares do tipo *greenstone belt*. Os principais eventos de geração de crosta continental no Arqueano ocorreram entre 3,0 e 2,8 Ga (Noce *et al.* 1998). Plutonismo granítico do tipo anorogênico, associado a vulcanismo, é correlacionado à abertura do *rift* Espinhaço, com idades entre 1750-1595 Ma, obtidas por Dussin I. (1994), Chemale Jr. *et al.* (1998) e Fernandes (2001). Evidências geocronológicas da atuação do Evento Brasileiro na região foram obtidas através de idades U-Pb em titanita, em torno de 510 Ma (Machado *et al.* 1989) e, há o registro de 620 Ma, dados pelo intercepto inferior da curva da discórdia delineada pelos zircões do granito Morro do Urubu (Fernandes, 2001).

Dussin *et al.* (1992) atribui a denominação de Bloco Guanhães ao conjunto de terrenos gnáissicos com rochas supracrustais subordinadas, limitadas pelo Grupo Macaúbas a norte, Supergrupo Espinhaço a oeste, e Grupo Rio Doce a leste. Pedrosa-Soares *et al.* (1994) utilizam o termo Complexo Guanhães para esta mesma associação litológica, definida como o embasamento arqueano da Faixa Araçuaí, o qual sofreu metamorfismo e anatexia, policíclicos, até o Evento Brasileiro. No presente trabalho foi adotada a designação Complexo Mantiqueira. Os ortognaisses da Suíte Borrachudos estão encaixados nestas unidades (Figura 2.1).

2.2 - Estratigrafia

2.2.1 – Arqueano

2.2.1.1 – Complexo Mantiqueira

O Complexo Mantiqueira foi descrito primeiramente por Barbosa (1954), na categoria de série, para designar os gnaisses aflorantes ao sul e a leste da serra do Espinhaço. Ebert (1956) englobam tais rochas no Arqueano indiviso. Pflug (1965) denominou fácies Guanhães aos terrenos do complexo gnáissico-granítico descritos por Barbosa (1954). Fontes *et al.* (1978) incorporam as rochas metavulcanossedimentares ocorrentes na região de Dom Silvério aos gnaisses supra citados. Fonseca *et al.* (1979) exclui as unidades metavulcanossedimentares introduzidas por Fontes *et al.* (1978) e utiliza a designação Grupo Barbacena indiviso para os terrenos granito-gnáissicos. Trouw *et al.* (1986) retomam o nome Mantiqueira, na categoria de

grupo, para estes gnaisses. Finalmente, Brandalise (1991) utiliza a denominação Complexo Mantiqueira para estas rochas.

Pinto *et al.* (1998) utilizaram o termo Complexo Basal para agrupar um conjunto de rochas do tipo tonalito-granodiorito-granito, aflorantes na região de Santa Maria do Suaçuí e Marilac. Estes autores dividiram, informalmente, as rochas em três unidades: 01 - ortognaisses (tonalíticos, granodioríticos e graníticos); 02 - ortognaisses com níveis migmatizados e 03 - ortognaisses com corpos de anfibolitos e metaultramáficas. Unidade com o mesmo nome, composta por biotita-gnaisses migmatizados, foi descrita na região de Guanhães por Grossi-Sad (1993).

Estas associações de rochas, denominadas na literatura como Complexo Basal, são muito semelhantes às rochas gnáissicas arqueanas ocorrentes na área estudada, justificando-se a inclusão de todo o conjunto no Complexo Mantiqueira.

2.2.1.2 – Rochas supracrustais associadas ao Supergrupo Rio das Velhas

O Complexo Mantiqueira engloba rochas supracrustais de natureza vulcanossedimentar. Diversas denominações foram utilizadas na literatura geológica para individualizar tais unidades. Na região do Serro, Uhlein (1982), denominou seqüência Rio Mata Cavalo às rochas metaultramáficas com restos de metavulcanossedimentares com formação ferrífera tipo Algoma. Grossi Sad *et al.* (1990a) e Grossi Sad (1993) designaram Grupo Guanhães às rochas supracrustais metavulcanossedimentares sobrepostas à rochas do embasamento, nas folhas Guanhães e São Sebastião do Maranhão. O Grupo Guanhães é dividido em três formações: Formação Inferior, Média e Superior. A Formação Inferior é constituída por xistos verdes (metabásicos e metaultrabásicos) e xistos pelíticos, contendo lentes de itabirito, quartzito e formação manganésífera. A Formação Média é constituída por itabiritos, rocha calcissilicática, xisto carbonático, rocha carbonática, quartzitos e quartzito ferruginoso. A Formação Superior é constituída por paragneisse rico em intercalações anfibolíticas e, subordinadamente, quartzito e formação ferrífera.

Pinto *et al.* (1998) descrevem os litotipos de uma seqüência vulcanossedimentar que aflora na região de Guanhães, Santa Maria do Suaçuí e Santa Maria do Itabira. Tratam-se de xistos aluminosos, xisto grafitoso, quartzito ferruginoso, formação ferrífera, formação manganésífera, xistos calcissilicáticas, mármore, gnaisses grauvaquianos, xistos ultramáficos e máficos.

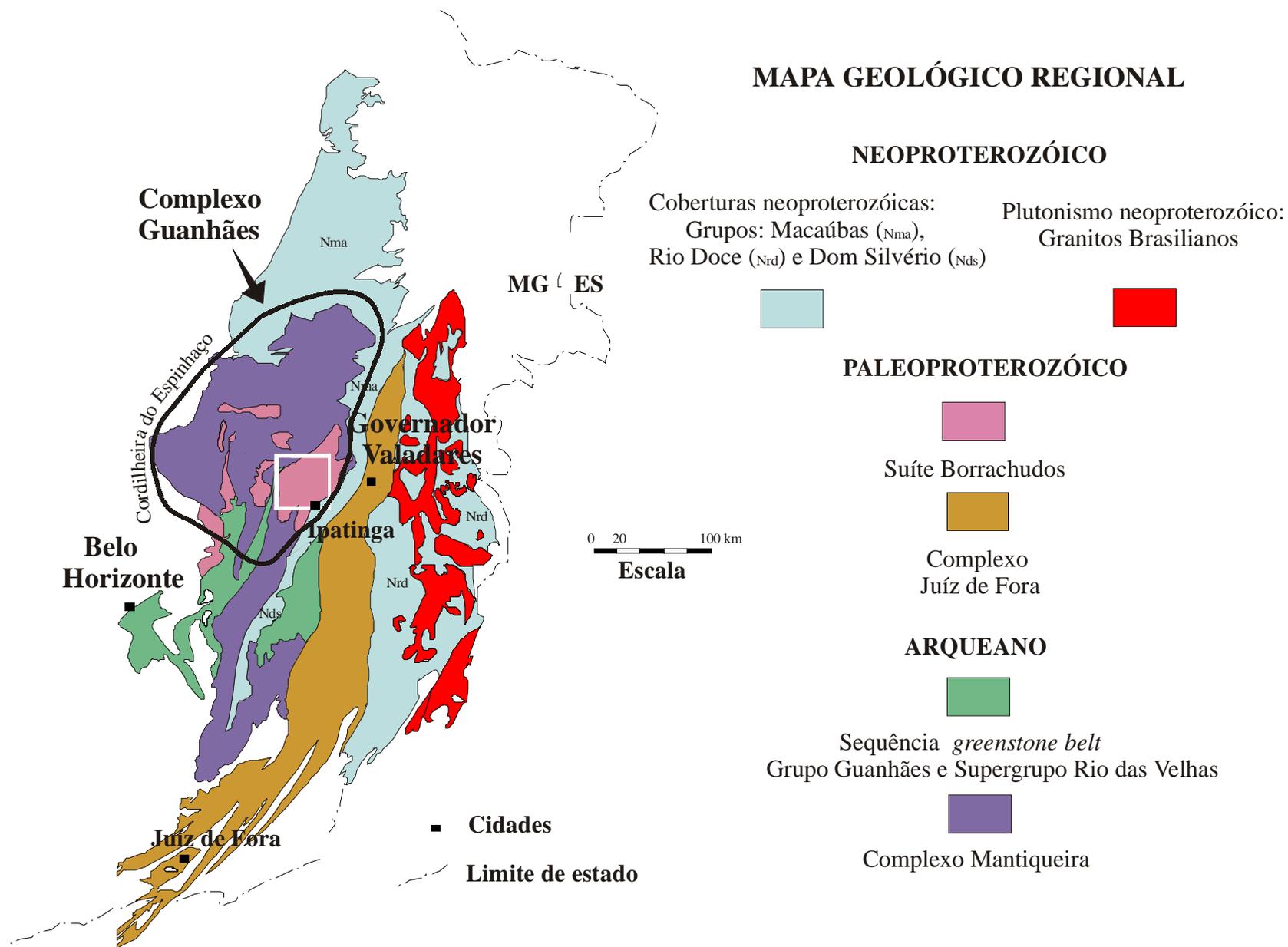


Figura 2.1 - Mapa geológico regional. Simplificado de Pinto, Pedrosa Soares & Wiedmann, 1998 (modificados os contornos do Complexo Mantiqueira e Supergrupo Rio das Velhas). O polígono branco no centro do mapa representa a área estudada nesta dissertação.

Neste trabalho, utiliza-se o termo Supergrupo Rio das Velhas para descrever todas as faixas supracrustais arqueanas, ocorrentes na área mapeada pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM - Projeto Leste, etapa II, Pinto *et al.* 2000) e adjacências. Tal procedimento é justificado pelas assemelhanças petrográficas existentes entre elas, além da continuidade física observada durante as etapas de mapeamento. A série Rio das Velhas foi definida por Dorr *et al.* (1969), no Quadrilátero Ferrífero.

2.2.2 - Paleoproterozóico

A única unidade paleoproterozóica presente na área e entorno está representada por ortogneisses de assinatura alcalina pertencentes à Suíte Borrachudos (Figura 2.1), estudada por diversos autores que lhes atribuíram idades arqueanas e proterozóicas. A hipótese mais aceita é a de que tais gnaisses foram gerados durante um processo de abertura crustal, entre o paleo- e o mesoproterozóico, onde foram depositados os sedimentos do Supergrupo Espinhaço.

2.2.2.1 - Suíte Borrachudos

A Suíte Borrachudos foi definida por Dorr & Barbosa (1963) e considerada de idade pós-Minas. Segundo estes autores, a gênese dos granitos estaria ligada a estágios orogenéticos tardios.

Herz (1970) identificou um corpo granítico a nordeste da cidade de Santa Bárbara, designado de *phase* Petí, pertencente à Suíte Borrachudos. O autor não identificou estruturas planares, entretanto, uma lineação de alongação foi observada, formada por *pods* de biotita. Segundo o autor, a deformação regional não foi pervasiva na *phase* Petí sendo, então, considerado de idade pós-Minas.

Chemale Jr. (1987) propôs que a origem destes granitos seria a partir de magma granítico rico em álcalis e pobre em água, deformados e metamorfisados durante a orogenia do Supergrupo Minas. Microscopicamente apresentam textura inequigranular holocristalina, composta por quartzo e peritita como minerais principais e, subordinadamente, microclina não peritítica e plagioclásio. Os minerais acessórios são: moscovita, fluorita, calcita, zircão, epidoto, pirita, galena, granada, magnetita e anfibólio azul (Chemale Jr. 1987).

Grossi Sad *et al.* (1990b) adotam a denominação de Suíte Borrachudos para caracterizar o conjunto de corpos graníticos identificados na região leste do Estado de Minas Gerais, entre Itabira e Guanhães, individualizando os corpos Itabira, Açucena, Petí, Morro do Urubu, São Félix e Senhora do Porto. Segundo esses autores, o que caracteriza a Suíte Borrachudos são a

uniformidade composicional e a ausência de xenólitos no interior dos corpos graníticos, caracterizando-os como sin-colisional de idade Minas.

Schorscher (1992) propõe que estas rochas seriam produto de metassomatismo potássico de rochas do embasamento e xistos, associado a uma blastomilonitização durante o ciclo Minas-Espinhaço.

Dossin *et al.* (1993), através de datações Pb-Pb em zircões, obtiveram idades de 1729 ± 14 Ga para o corpo São Félix e 1595 ± 10 Ga para o corpo Itauninha (individualizado por Fontes *et al.* 1978). A Suíte Borrachudos é associada à abertura do *rift* Espinhaço (Figura 2.2). Dussin, T (1994) atribui a origem dos metariolitos de Conceição de Mato Dentro ao mesmo evento extensional que gerou os granitos da Suíte Borrachudos.

Fernandes *et al.* (1994) descrevem as rochas da Suíte Borrachudos como composicionalmente homogêneas, de granulação média a grossa. A biotita é o principal mineral máfico, seguido pelo anfibólio, responsáveis por foliação magmática imposta a estas rochas. Carneiro & Romeiro (1994) diferenciaram 3 fácies da Suíte Borrachudos na região de Dolores de Guanhanes: anfibólio-granito, biotita-anfibólio-granito e biotita-granito. Esta diferenciação de fácies também é descrita por Fernandes *et al.* (1994).

Chemale Jr. *et al.* (1998) correlacionam o corpo granítico de Itabira (área-tipo do Granito Borrachudos) com o corpo Santa Bárbara, situado no extremo nordeste do Quadrilátero Ferrífero. Geoquimicamente são caracterizados por altos valores de Y + La – Lu, enriquecidos em ETRL e empobrecidos em ETRP, com significativa anomalia negativa de Eu. Análises Sm-Nd fornecem uma idade TDM = 3.27 Ga, o que sugere que os granitos foram derivados de crosta inferior arqueana. Idades U-Pb em titanita também foram obtidas pelos autores, indicando que corpo Itabira cristalizou em 1670 ± 6 Ma.

Machado (1998) identificou, na região de Nova Era a Itabira, duas fácies dos granitos da Suíte Borrachudos: metagranitoides Borrachudos e metagranitoides foliados com fluorita. Estes últimos são interpretados como o produto do metamorfismo progressivo dos metagranitoides Borrachudos a partir de condições de P-T da fácies anfibolito médio. Com base na análise comparativa dos elementos traços, Machado (1998) separa os granitos da região por ela estudada daqueles descritos por Grossi-Sad *et al.* (1990), Dussin, I (1994), Dussin, T. (1994) e Fernandes *et al.* (1994) na região entre Itabira e Guanhanes.

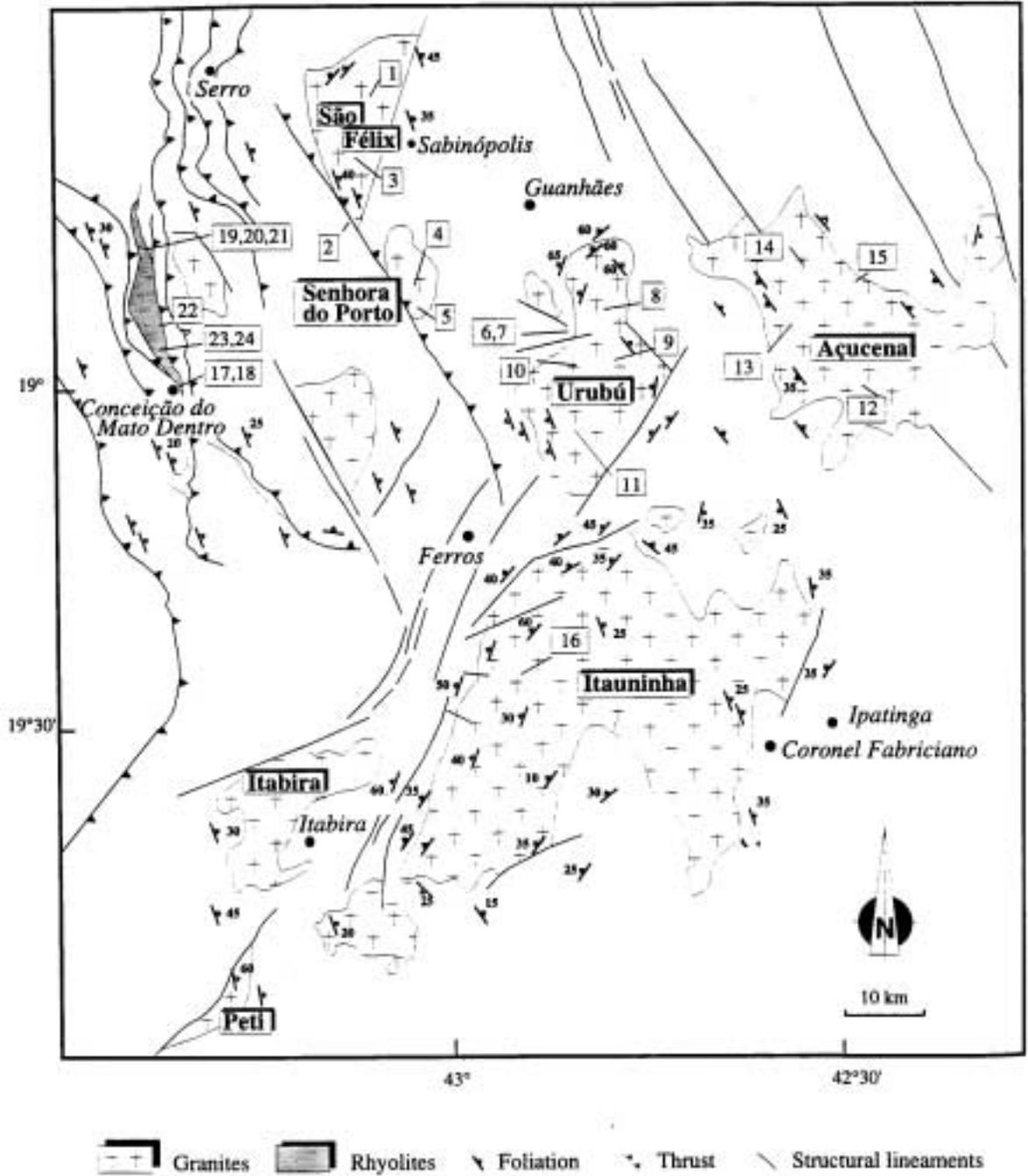


Figura 2.2 – Individualização dos plútons da Suíte Borrachudos segundo Dussin I. (1994), modificado de Fontes *et al.* (1978). Os números dentro de quadrados correspondem às amostras de geoquímica de Dussin I. (1994).

2.2.3 - Neoproterozóico

Na área de estudo, a única unidade neoproterozóica presente está representado pelo Grupo Rio Doce. O Grupo Dom Silvério representa a continuidade física do Grupo Rio Doce, conforme atestado por Silva (2000), Klumb-Oliveira & Leite (2000) e Ribeiro (2000), durante as etapas de mapeamento do Projeto Leste. Neste trabalho adota-se o termo Grupo Rio Doce para as rochas metassedimentares de idade neoproterozóica, aflorantes em uma faixa de direção nordeste entre Ipatinga e Governador Valadares (Figura 2.1), por ser a nomenclatura mais antiga.

2.2.3.1 - Grupo Rio Doce

O Grupo Rio Doce é composto por mica xistos, gnaisses, quartzitos, rochas calciossilicáticas, turmalinito, gondito, anfíbolito, xisto grafitoso e anfíbólio xisto. Foi definido por Barbosa *et al.* (1966), subdividido em Formação São Tomé e Formação Figueira. A primeira é composta por quartzo-biotita gnaiss e, a segunda, por gnaisses claros e bandados.

A Formação São Tomé foi primeiramente descrita por Barbosa *et al.* (1964) para reunir um conjunto de rochas xistosas aflorantes na região de Governador Valadares e, em 1966, integrada ao Grupo Rio Doce por estes mesmos autores. Foi elevada à categoria de Grupo São Tomé por Silva *et al.* (1987) e correlacionada à base do Grupo Macaúbas, englobando a Formação Tumiritinga. A Formação Tumiritinga foi primeiramente descrita por Barbosa *et al.* (1964) para reunir um conjunto de rochas predominantemente gnáissicas aflorantes na região de Barra do Cuieté e integrada ao Grupo Rio Doce por Barbosa *et al.* (1966). Silva *et al.* (1987) incluíram estas rochas no Grupo São Tomé, enquanto Pedrosa Soares *et al.* (1994) as posicionaram na base do Grupo Rio Doce, mantendo a denominação Formação Tumiritinga, lateralmente correlata à Formação São Tomé.

A Formação São Tomé ocorre em contato tectônico por falha de empurrão com rochas gnáissicas do Complexo Mantiqueira. São intrusivos nesta unidade diversos granitóides de idade Brasileira (Pinto *et al.* 1998).

2.3 - Geologia Estrutural

2.3.1 - Evento Transamazônico

Dussin I. (1994) caracteriza o Evento Transamazônico na região a oeste da Serra do Espinhaço Meridional por uma fase precoce de tectônica tangencial com vergência para leste, seguido de uma fase de empurrões sub-horizontais de direção E/W com vergência para sul.

Segundo o autor supracitado, dois eventos extensionais tiveram lugar entre o Transamazônico e o Brasileiro, um responsável pelo *rift* Espinhaço e outro responsável pelo *rift* Araçuaí.

Silva (1997) caracteriza o Evento Transamazônico na folha Santa Maria do Suaçuí (Projeto Leste, Etapa I), a leste do Supergrupo Espinhaço, por um transporte tectônico de norte para sul.

2.3.2 - Evento Brasileiro

A atuação da Orogenia Brasileira no leste de Minas Gerais é descrita por Marshak & Alkmim (1989), Uhlein & Trompette (1992), Dussin I. (1994), Pedrosa Soares *et al.* (1992), Endo (1997), dentre outros. Esta tectônica associa-se a cavalgamentos de direção N/S, produzidos por mecanismos de cisalhamento simples de vergência para oeste. A estruturação da Faixa Araçuaí é caracterizada por uma sucessão de zonas com dobras assimétricas, que mostram vergência para oeste, separadas por zonas de cisalhamento dúctil.

Baars & Fonseca (1995), no mapeamento da folha São Sebastião do Maranhão (Projeto Espinhaço, escala 1:100.000), identificaram falhas desenvolvidas durante uma acomodação tardia de blocos tectônicos, na forma de retrocavalgamentos, como a fase final do Evento Brasileiro.

2.4 - Metamorfismo

Muller *et al.* (1986) estimaram uma temperatura de 750^o C para o metamorfismo dos gnaisses ortoderivados do embasamento do Complexo Guanhões, considerados por Pinto *et al.* (1998) como pertencentes ao Complexo Mantiqueira de idade arqueana. O metamorfismo da Suíte Borrachudos, intrusiva no Complexo Mantiqueira, é da fácies anfíbolito com picos de temperatura atingindo a fácies granulito (Tallarico & Pereira 1997).

Segundo Grossi-Sad (1993) as rochas aflorantes na Folha Guanhões (a norte da Folha Ipatinga) foram submetidas a metamorfismo regional e termal, e os Granitos Borrachudos não tiveram sua paragênese modificada pelo metamorfismo regional. A associação metamórfica regional das unidades supracrustais relacionadas ao Supergrupo Rio das Velhas apresenta uma associação mineral dada por quartzo-microclina-plagioclásio-biotita-(hornblenda-sillimanita-moscovita-almândina), enquanto as rochas básicas são constituídas por hornblenda (Mg-hastingsita)-plagioclásio-biotita (\pm quartzo). A formação ferrífera não carbonatada contém quartzo-magnetita-hematita. Quando carbonática tem-se, adicionalmente, calcita (dolomita)-diopsídio-tremolita-(actinolita). Os gnaisses do Complexo Mantiqueira (Complexo Basal de Grossi-Sad 1987) contêm quartzo-microclina-plagioclásio-biotita-moscovita-anfíbólio (Fe-hastingsita-hornblenda)-granada-magnetita nas porções leucocráticas, enquanto as porções básicas exibem

biotita-anfibólio-plagioclásio-quartzo. O metamorfismo de contato (metamorfismo termal) é descrito em áreas restritas, contendo hiperstênio nas fácies carbonáticas dos itabiritos, augita e antofilita em itabiritos a quartzo-magnetita, hiperstênio e hercynita nas rochas calciossilicáticas e xistos carbonáticos.

Dussin I. (1994), através de estudos de eixo <C> de quartzo atribui uma temperatura de metamorfismo entre 600° e 450° C para as rochas submetidas à tectônica Transamazônica e entre 350° e 450° C para as rochas submetidas à tectônica Brasileira, na região entre Guanhães e a Serra do Espinhaço.

O metamorfismo do Grupo Rio Doce foi estudado por Tallarico & Pereira (1997) no Domínio Ocidental da Faixa Araçuaí. Segundo os autores, o metamorfismo cresce de oeste para leste, atingindo a fácies anfíbolito, localmente alto, com paragênese mineral dada por: granada + cordierita + sillimanita + K-feldspato e apresentando retrogressão para a zona da moscovita.

2.5 - Evolução Geológica

A história do embasamento da Faixa Araçuaí remonta ao Paleoarqueano com formação de crosta siálica em torno de 3.300 Ma. Inicia com a formação de crosta siálica do Complexo Barbacena e equivalentes (Machado & Noce 1993). Cinturões de rochas verdes (*Archean greenstone belts*) foram edificados entre 3.100 Ma e 2.770 Ma, como o Supergrupo Rio das Velhas (Machado & Noce 1993, Teixeira 1993) e também os depósitos ferríferos do Grupo Guanhães, na concepção de Grossi-Sad *et al.* (1990a).

O expressivo magmatismo cálcio-alcálico na região do Quadrilátero Ferrífero, com idades em torno de 2.780Ma, sugere um cenário de margem continental ativa, culminando com a colisão de microplacas envolvendo núcleos siálicos, crosta oceânica e arcos vulcânicos.

No fim do Paleoproterozóico (2000 Ma) ocorre um magmatismo de arco magmático constituído por granitóides de assinatura cálcio-alcálica a alcalina, relacionados aos depósitos metavulcanossedimentares do tipo *flysch* (Dorr 1969) da Formação Sabará (Grupo Piracicaba), e correlatos (Noce 1995). Isto sugere o estabelecimento de um arco magmático seguido de colisão continental (Teixeira 1985).

No fim do Evento Transamazônico (2000 Ma) o embasamento da Faixa Araçuaí se comportou como uma plataforma que foi submetida, no decorrer do Mesoproterozóico e Neoproterozóico, a processos de rifteamento acompanhado de sedimentação e vulcanismo,

magmatismo anorogênico, desenvolvimento de uma margem passiva com formação de crosta oceânica e orogênese (Pedrosa Soares *et al.* 1994).

Entre 1750 e 1700 Ma instalou-se o *rift* Espinhaço. Nesta época ocorre um episódio de granitogênese anorogênica, representado pela Suíte Borrachudos, e relacionado a vulcanismo ácido (Dussin I., 1994).

No início do Neoproterozóico (1000 Ma), a plataforma arqueana/paleoproterozóica foi fraturada e instalou-se o *rift* Araçuaí na sua borda oriental, o qual evoluiu para uma margem passiva. O Grupo Macaúbas e unidades correlatas (Grupo Rio Doce, Grupo Dom Silvério, etc.) representam o preenchimento do rift-margem passiva Araçuaí (Pedrosa-Soares *et al.* 2001). O Evento Brasileiro (650-500 Ma) individualizou o Cráton do São Francisco e suas faixas móveis (Almeida 1977). Plutonismo granítico na Faixa Araçuaí é datado, entre outros, por Noce *et al.* (2000), ocorrendo entre 600 e 520 Ma.

CAPÍTULO 3 – Descrição das Unidades Geológicas, Pegmatitos e Ocorrência de Gemas

3.1 – Introdução

Neste capítulo são feitas descrições de campo e petrográficas, das rochas aflorantes na região de estudos, incluídos os pegmatitos, e ocorrência de gemas como água-marinha, crisoberilo e esmeralda.

Na região estão expostas rochas arqueanas do Complexo Mantiqueira e o Supergrupo Rio das Velhas. O Complexo Mantiqueira é composto por rochas gnáissicas ortoderivadas, localmente exibindo feições de migmatização. O Supergrupo Rio das Velhas é formado por rochas paraderivadas, representadas por formação ferrífera, quartzitos, xistos e paragnaisses, e rochas ortoderivadas representadas por anfibolitos.

Ocorrem intrusivos nestas rochas os corpos graníticos paleoproterozóicos da Suíte Borrachudos, de composição alcalina, e veios pegmatóides. Bordejando a Suíte Borrachudos, a leste da folha Ipatinga, afloram as rochas supracrustais do Grupo Rio Doce, constituído por quartzitos e xistos, depositados no Neoproterozóico.

A Suíte Borrachudos aflora em três porções gnáissicas individuais: Açucena, Sete Cachoeiras e Pedra do Chapéu. Constituem o enfoque principal deste trabalho e ocupam grande extensão na área estudada (Figura 3.1).

3.2 - Complexo Mantiqueira

O Complexo Mantiqueira aflora por grandes extensões na Folha Ipatinga, principalmente na região entre Mesquita e Cubas. Ocorre como faixas isoladas de direção NE, próximo a Ipatinga, e no extremo sudoeste, a oeste de Cocais das Estrelas. Também ocorre nas proximidades do rio Santo Antônio, envolvendo os corpos graníticos Sete Cachoeiras e Pedra do Chapéu (Figura 3.1).

O Complexo Mantiqueira é composto por gnaisses ortoderivados de cor cinza, apresentando bandamento composicional onde se alternam bandas félsicas e bandas máficas com predomínio da biotita (Foto 3.1). As bandas têm, em geral, espessuras milimétricas a centimétricas. Intercalam-se aos gnaisses corpos de rochas metabásicas e pegmatóides, normalmente concordantes com o bandamento gnáissico. Os gnaisses apresentam-se localmente

migmatizados, exibindo dobras pitgmáticas. As melhores exposições encontram-se em uma pedreira próximo à cidade de Ipatinga e a sudoeste da cidade de Mesquita.

A textura dos gnaisses é granoblástica de grão fino a médio. São compostos por quartzo, plagioclásio, K-feldspato, biotita e hornblenda como minerais principais, allanita, titanita, apatita, zircão, mica branca e opacos como minerais acessórios e carbonato, epidoto e clorita como minerais de alteração. A alteração a epidoto é observada apenas em uma lâmina (AK168B), coletada próxima à zona de falha, em Ipatinga. Localmente pode ocorrer piroxênio como mineral acessório. A composição varia entre tonalítica, granítica e sienítica.

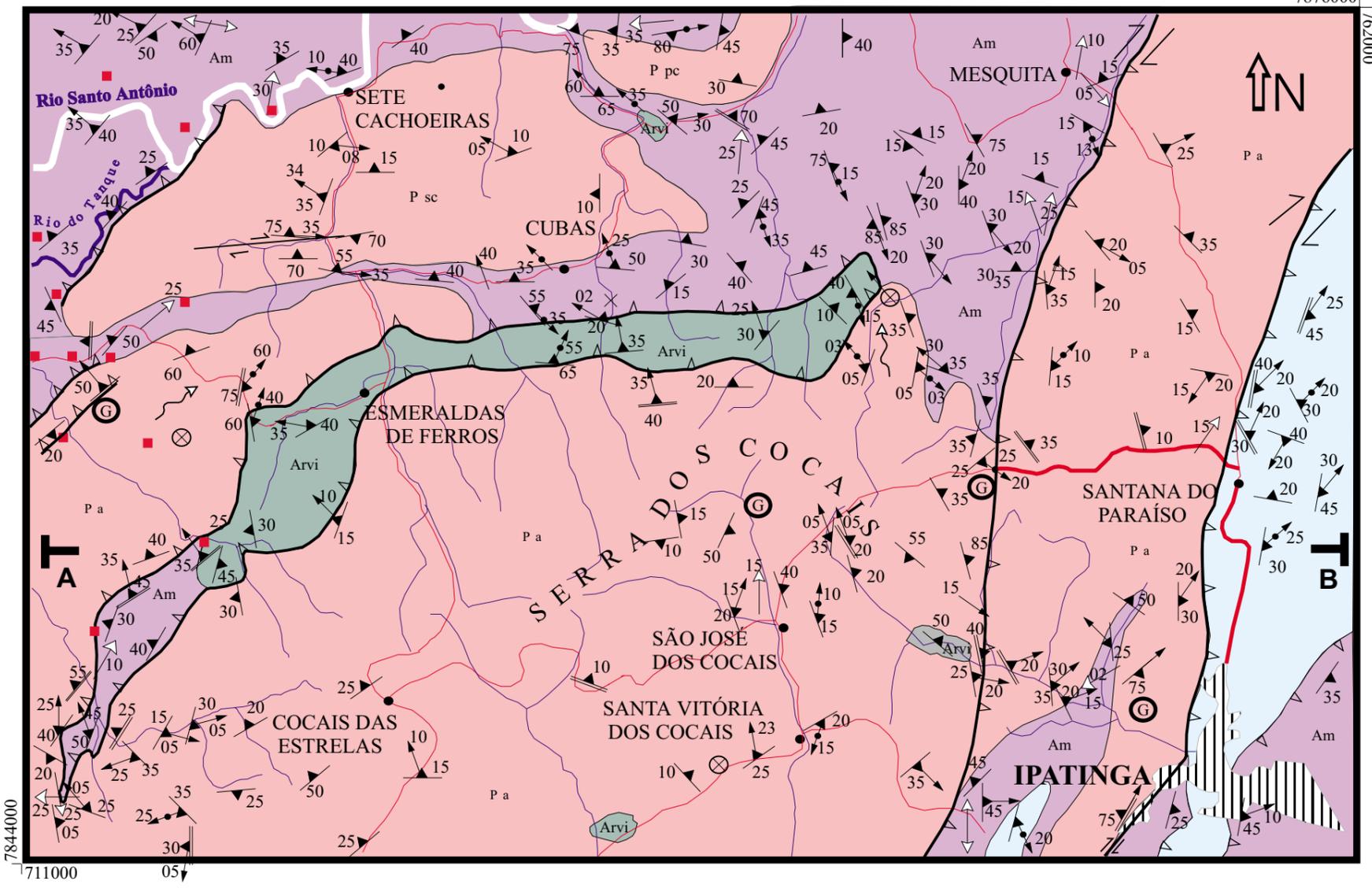
O plagioclásio ocorre em cristais granoblásticos, subédricos a anédricos, freqüentemente maclados segundo a lei da albita, menos comum segundo albita/Carlsbad e raramente albita/periclina. Freqüentemente mostram antipertitas. O K-feldspato encontra-se em cristais subédricos a anédricos, geralmente pertíticos (*string*) e representados pela microclina e ortoclásio. A biotita apresenta coloração castanha a castanho-esverdeada, e pode estar localmente alterada para clorita \pm mica branca. Hornblendas e minerais opacos normalmente apresentam alterações nas bordas.

Nas margens do rio Santo Antônio, cerca de 5km a norte do Ortognaisse Pedra do Chapéu (Figura 3.1), estes gnaisses mostram estruturas elipsoidais e apresentam sillimanita fibrosa, conferindo a rocha um aspecto de conglomerado. Estas estruturas são interpreta como produto da deformação, formando *boudinage* da foliação.

Pereira & Zucchetti (1998), estudando os gnaisses da região entre Ipatinga, Caratinga e Governador Valadares, definem um metamorfismo de fácies anfíbolito, indicada pela paragênese mineral plagioclásio + hornblenda \pm granada, com picos na fácies granulito, atestadas pela associação hiperstênio + plagioclásio + diopsídio + hornblenda,

3.3 - Supergrupo Rio das Velhas

O Supergrupo Rio das Velhas ocorre em uma faixa estreita de direção E-W passando por Esmeraldas de Ferros na porção centro-norte da área mapeada, exibindo contatos tectônicos. Aflora também em pequenas “ilhas” como na localidade de Mandioca e próximo a São José dos Cocais e Santa Vitória dos Cocais (Figura 3.1).



Neoproterozóico

Grupo Rio Doce



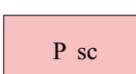
Paleoproterozóico

Ortognaisses Borrachudos

Açucena

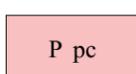
P a

Sete Cachoeiras



P sc

Pedra do Chapéu



P pc

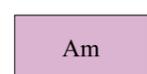
Arqueano

Supergrupo Rio das Velhas



Arvi

Complexo Mantiqueira

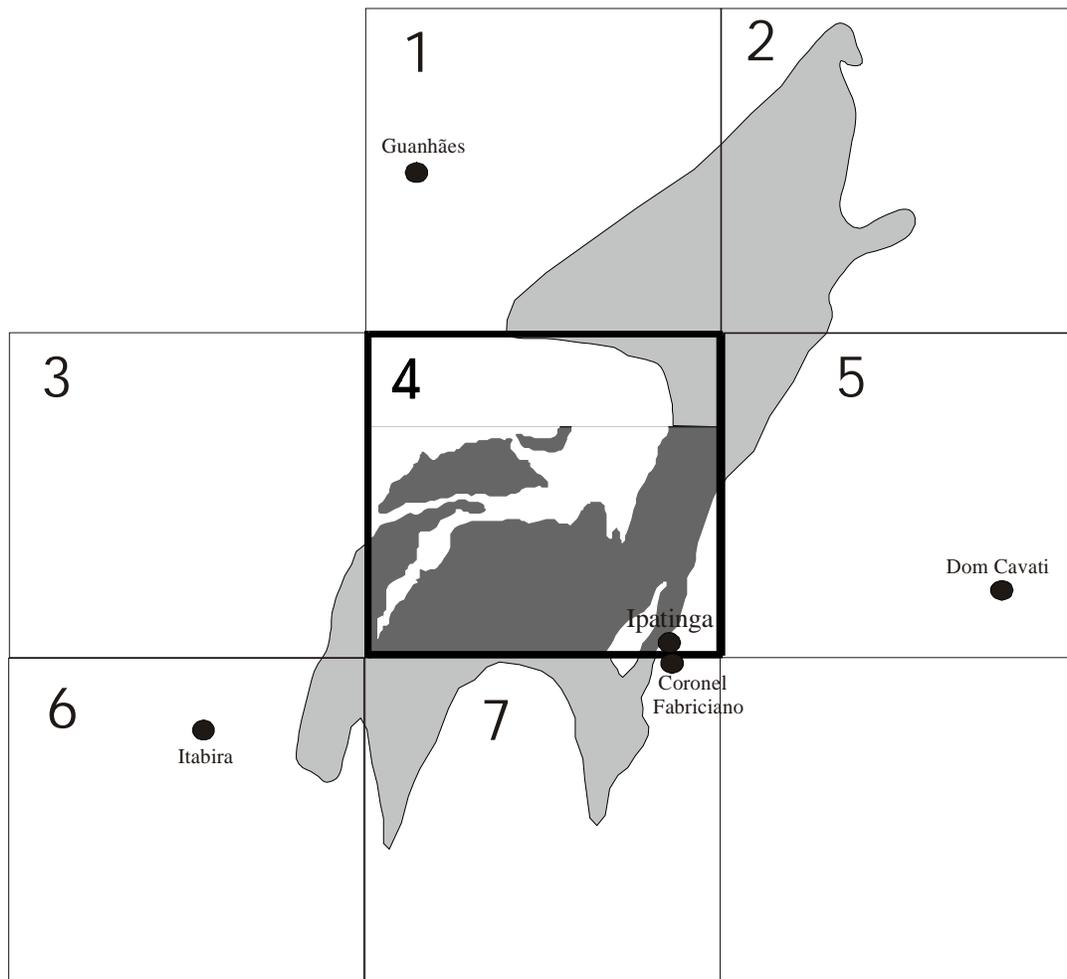


Am

- Foliação milonítica
- Foliação metamórfica
- Foliação horizontal
- Lineação de estiramento
- Lineação mineral
- Amostras de geoquímica
- Pegmatitos
- Cursos d'água
- Cidade principal
- Distritos e pequenas cidades
- Falha de cavalgamento
- Falha reversa com componente oblíqua
- Falha transcorrente
- Eixo de megadobra com caimento indicado
- Eixo de dobra em escala de afloramento
- Eixo de dobra horizontal
- Rodovias não pavimentadas
- Rodovias pavimentadas

A **B** Localização do perfil geológico

Figura 3.1 - Mapa geológico da região estudada.



Relação das folhas topográficas escala 1:100.000

- 1 - Guanhães
- 2 - Marilac
- 3 - Conceição do Mato Dentro
- 4 - Ipatinga**
- 5 - Dom Cavati
- 6 - Itabira
- 7 - Coronel Fabriciano

Figura 3.2 - Limites do corpo granítico Açucena, pertencente a Suíte Borrachudos. Compilação feita a partir dos mapas geológicos realizados na escala 1:100.000 pelos projetos : Leste (CPRM 1997, folhas 2, 4, 5 e 7), BH-Serro (CPRM 1995, folha 6) e Espinhaço (COMIG 1996, folhas 1 e 3) . A área estudada encontra-se de cor escura na folha Ipatinga (4).

O Supergrupo Rio das Velhas é composto por rochas paraderivadas como formações ferríferas, quartzitos, xistos e paragnaisses. Ocorrem também anfibolitos, tentativamente interpretados como representativos da contribuição vulcânica à sequência. Ao sul da área de estudo, foram observadas apófises de granito tipo Borrachudos cortando xistos do Supergrupo Rio das Velhas.

A formação ferrífera é de aspecto friável e grão grosso, intercalando-se níveis quartzosos e níveis com especularita e magnetita. Os xistos são compostos por quartzo, biotita, sillimanita, mica branca e opacos (Foto 3.2), enquanto os paragnaisses ocorrem extremamente decompostos alternando níveis silto-arenosos a níveis arenosos.

Três lâminas delgadas estudadas caracterizam biotita-sillimanita quartzito, formação ferrífera e anfibolito. O biotita-sillimanita quartzito apresenta textura granoblástica fina a média, composto por 77% de quartzo, 10% de sillimanita, 8% de biotita, 2% de mica branca e traços de zircão. A formação ferrífera apresenta 55% de opacos, 40% de quartzo, 5% de hidróxido de ferro e traços de argilo-mineral. Por fim, o anfibolito apresenta textura nematoblástica, sendo os principais constituintes 60% de hornblenda, 20% plagioclásio, 3% de quartzo, 8% de opacos e traços de biotita, titanita, apatita, zircão e clorita.

O metamorfismo do Supergrupo Rio das Velhas na região estudada é do fácies anfibolito (Pereira & Zucchetti 1998) dado pela associação hornblenda + plagioclásio nos anfibolitos e xistos, biotita + sillimanita nos quartzitos, atingindo píncos da fácies granulito como sugerido pela presença de hiperstênio.

3.4 – Ortognaisses da Suíte Borrachudos

Os ortognaisses do tipo Borrachudos (Figura 3.1) ocupam grande parte da área estudada. Tais gnaisses são de assinatura alcalina, conforme atestado por Dorr & Barbosa 1963, Chemale Jr. 1987, Grossi-Sad *et al.* 1990b, Dussin *et al.* 1992, Schorscher 1992, Fernandes *et al.* 1994, Dussin, T., 1994, Dussin, I., 1994 e Chemale Jr. *et al.* 1998 .

A rocha é representada por ortogneisse de cor cinza, textura fina a grossa, sendo a última mais comum, mostrando aglomerados de biotita que conferem à rocha um aspecto manchado. Três corpos de ortognaisses são individualizados na área de estudo: Açucena, Sete Cachoeiras e Pedra do Chapéu (Figura 3.1). Não são observadas diferenças texturais, mineralógicas ou variações do grau de deformação entre estes ortognaisses.

O corpo Açucena é o maior deles, ocupando grande parte da borda leste da área e, praticamente, toda a porção sul. Possui *trend* principal NE/SW, estendendo-se para as folhas topográficas, 1:100.000 de Dom Cavati e Marilac, a leste e nordeste, respectivamente, e Coronel Fabriciano a sul, onde o ortognaisse fecha em forma de arco (Figura 3.2). O Ortognaisse Sete Cachoeiras possui forma acunhada para oeste, *trend* E/W e situa-se na porção noroeste da área. Por fim, o Ortognaisse Pedra do Chapéu possui forma de meia lua, no extremo centro/norte da área, sendo um pequeno corpo isolado.

Os ortognaises apresentam uma pronunciada foliação tectônica e ausência de bandamento gnáissico (Foto 3.3), exceto em zonas de cisalhamento. Nestas zonas, a rocha assume um bandamento fino, apresentando aspecto laminado. Em lâmina delgada, a foliação é definida pela orientação de cristais de biotita e *ribbons* de quartzo recristalizado.

Freqüentemente ocorrem corpos tabulares de rochas metabásicas no ortognaisse, paralelos à foliação. Estas rochas raramente apresentam-se em estado fresco. Ocorrem também veios pegmatíticos com dimensões centimétricas, podendo chegar a um metro de espessura. Apresentam-se concordantes com a foliação e, mais raramente, discordantes.

O estudo petrográfico de 22 lâminas delgadas mostra que os ortognaises são de textura granoblástica e lepidoblástica subordinada, compostos em média por 20% de quartzo, 15% de plagioclásio, 48% de K-feldspato, 9% de biotita, 4% de hornblenda e 1% de titanita. Ocorre fluorita, clorita, allanita, titanita, zircão, monazita e opacos como minerais acessórios e clorita, epidoto e carbonato como produto de alteração. Normalmente, a fluorita ocorre em porções ricas em biotita e pobres em hornblenda. No diagrama QAP estas rochas apresentam composição granítica a sieno-granítica (Figura 3.3).

Plagioclásio ocorre em cristais subédricos a anédricos, maclados ou não segundo a lei da albita, albita/Carlsbad e, raramente, albita/periclina. Localmente, apresentam bordas de albitização, antipertitas e inclusões de hornblenda, allanita e biotita. Microclina e, mais raramente ortoclásio, constituem cristais subédricos a anédricos. Hornblenda verde e verde azulada exibe cristais subédricos, em parte alterados para biotita.

Existe a possibilidade dos corpos Açucena, Sete Cachoeiras e Pedra do Chapéu possuírem a mesma raiz, tratando-se, portanto, do mesmo corpo granítico, na forma de “tablete de chocolate”, visto possuírem as mesmas características texturais e mineralógicas.



Foto 3.1 - Aspecto do ortognaisse bandado do Complexo Mantiqueira.



Foto 3.2 - Xistos paraderivados do Supergrupo Rio das Velhas, exibindo bandamento composicional. Zona de cisalhamento em galeria para prospecção de alexandrita. A área marcada no centro da foto corresponde ao estrato mineralizado.



Foto 3.3 - Ortognaisse Açucena mostrando foliação penetrativa dada pela orientação da biotita.

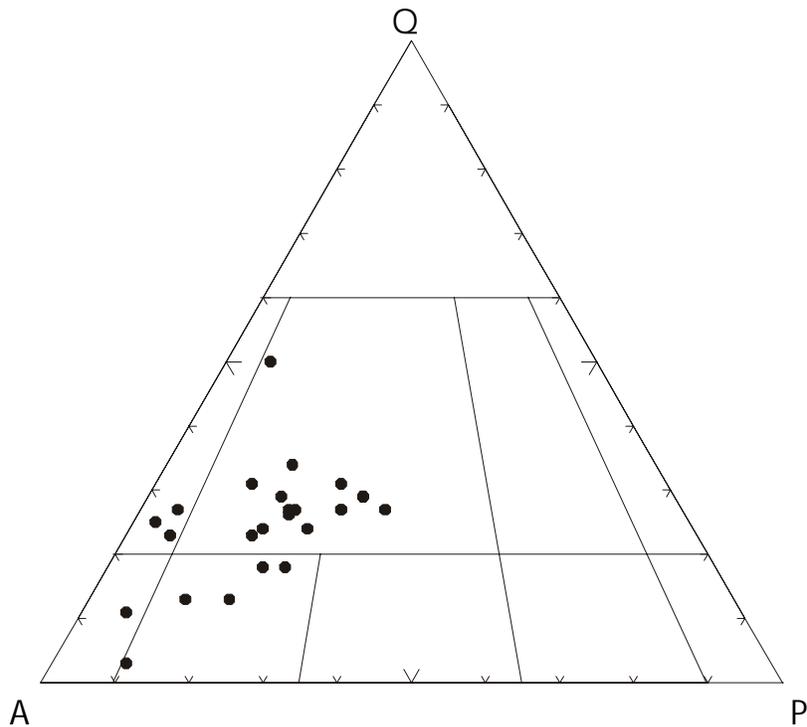


Figura 3.3 – Diagrama QAP para as rochas do Ortognaisse Açucena.

3.4.1 - Pegmatitos

Os pegmatitos existentes na área geralmente são estéreis e, quando mineralizados, produzem águas marinhas (Foto 3.4). Comparados aos pegmatitos situados a nordeste, região de Golconda (cerca de 30 Km a noroeste de Governador Valadares), não possuem turmalinas e são de dimensões menores. Localizam-se bordejando os ortognaises da Suíte Borrachudos, situando-se tanto nos gnaisses como nas encaixantes, representadas pelos ortognaises do Complexo Mantiqueira e rochas do Supergrupo Rio das Velhas (Figura 3.1). Outros corpos pegmatíticos, que ocorrem mais afastados destas zonas de contato, são pobres em gemas, não formando jazida.

As espessuras dos corpos pegmatíticos variam de muito pequena (<0,5 m) a pequena (< 5 m), mas há uma maior concentração entre aqueles com espessura entre 1,5 m e 2,0 m (Foto 3.5). Possuem forma lenticular, freqüentemente formando bolsões (Foto 3.6). São pegmatitos do tipo zonado, ocorrendo também em menor quantidade os pegmatitos homogêneos, segundo a classificação de Cerný (1991).

Alguns pegmatitos encontram-se dobrados (Figura 3.4), enquanto outros apresentam-se cortando as estruturas geológicas sem apresentar deformação (Foto 3.7)

As principais lavras produtoras de gemas encontram-se nas localidades conhecidas como Sapé, Patrimônio, Alegre e Córrego das Pedras, pertencentes aos municípios de Ferros e Santa Maria do Itabira.

A lavra do Tatu é uma das principais produtoras de águas marinhas na região. Está situada próximo ao córrego do Tatu, no sítio dos Gomes, município de Santa Maria do Itabira, na porção sudoeste da folha Ipatinga. Os corpos pegmatíticos possuem espessuras variadas mas não ultrapassam 2m de largura, sendo freqüentes pegmatitos centimétricos e descontínuos de forma sigmoidal. A composição mineralógica do pegmatito é dada por quartzo, feldspato (incluindo amazonita), biotita e berilo.

Um grande número de garimpos/lavras situa-se entre as localidades de Sapé e Patrimônio, sendo os principais: Sapé, Coité, Barra do Coité, Taboão, Newton e lavra do Titino, onde a produção é, principalmente, de águas marinhas, além da lavra de amazonita. Os pegmatitos, nesta região, são heterogêneos e zonados, apresentando o núcleo de quartzo, a zona intermediária composta por K-feldspato e quartzo, seguido de uma zona não diferenciada (Foto 3.8). Nesta última a zona de parede e a zona de borda fundem-se mostrando uma composição mineralógica com quartzo, biotita, caolim (albita) e pouca quantidade de K-feldspato, segundo a classificação de Cerný (1991). A água marinha ocorre entre a zona de parede e a zona intermediária, oblíqua às paredes do pegmatito (Foto 3.4).

Uma lavra de amazonita é feita em um pegmatito discordante com a foliação do granito (rocha encaixante), com 1,5 m de largura em média, com o veio mergulhando 35° para sudoeste. A associação mineralógica é dada por quartzo, feldspato, biotita, albita tabular de cor verde e branco leitoso, granada e fluorita. O corpo é do tipo homogêneo.

A gênese destes pegmatitos não constitui o enfoque deste trabalho, mas uma hipótese refere-se aos pegmatitos *sensu-stricto* formados durante a segregação magmática dos granitos do tipo Borrachudos (ca. de 1.7 Ma). Cerný (1991) considera os pegmatitos graníticos de elementos raros como originados de uma fusão granítica residual altamente hidratada e rica em voláteis, cristalizada sob temperatura decrescente e pressão variável, em condições restritas de troca com as paredes da encaixante.

Além dos pegmatitos formados por cristalização fracionada de um magma granítico, também ocorrem aqueles formados por anatexia, durante o Evento Brasileiro. Fernandes (2001) obteve uma idade U-Pb de 510 Ma, em titanitas de um granito da Suite Borrachudos, situado aproximadamente a 5 km do limite norte da área. Esta idade foi associada a um evento anatético que afetou o granito.

Machado (1998) descreve a ocorrência de pegmatóides graníticos nos metagranitóides foliados com fluorita, apresentando zonação mais ou menos bem desenvolvida, podendo ser portadores de águas marinhas. A gênese destes pegmatóides estaria ligada a fusão parcial incipiente, causada por metamorfismo regional progressivo que, quando intrudidos nas rochas metultramáficas podem ser mineralizadas em esmeraldas. Segundo a autora, estes pegmatóides são claramente menos deformados que a encaixante.

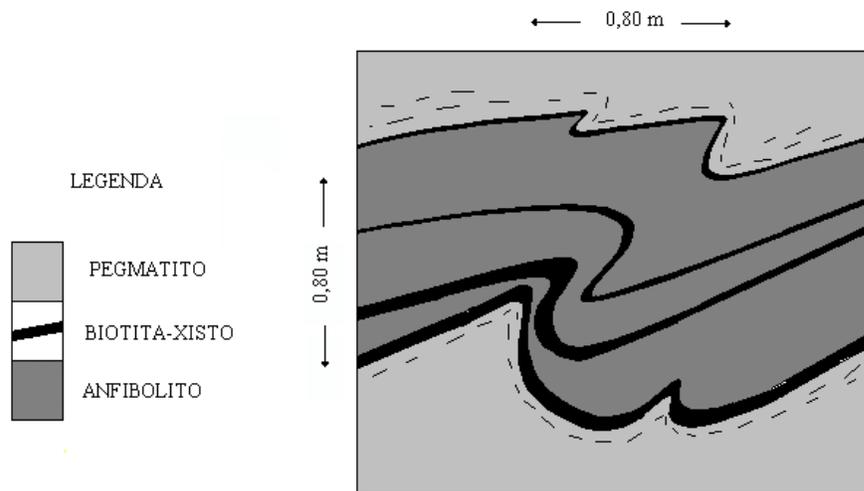


Figura 3.4 - Pegmatito dobrado com eixo NE/SW (210°), concordante com o dobramento regional. Lavra do Tatu.

3.4.2 – Ocorrências de esmeralda e crisoberilo

Na região estudada há relatos de moradores locais sobre exploração de esmeralda, mas não foi encontrada nenhuma lavra produtora. Os pólos produtores de esmeralda mais perto encontram-se em Santana do Alfié e Nova Era. Nestes locais as mineralizações são relacionadas a xistos máficos-ultramáficos contendo intercalações de biotita-flogopita xisto, clorita xisto e tremolita/ actinolita xisto, associados a rochas graníticas da Suíte Borrachudos.

O modelo clássico de formação de esmeralda prevê a percolação de fluidos graníticos em rochas ricas em elementos cromóforos, fornecedores do cromo e vanádio, principalmente. A maior incidência de flogopita xisto no Supergrupo Rio das Velhas, metavulcânica responsável por ceder o cromo e o vanádio para a formação da esmeralda, ocorre na região de Nova Era (Machado 1998). No caso da região estudada, verifica-se o predomínio de rochas metassedimentares, com

vulcanismo muito subordinado. Desta forma, as condições para mineralização de esmeralda são pouco favoráveis.

Uma mineração de esmeralda foi descrita na região de Santana do Alfié, aproximadamente a 20 Km do limite sul da área estudada. A esmeralda ocorre associada a veios de quartzo em forma de sigmóide. São chamados de *boi* por garimpeiros. Também ocorre em flogopita xistos, principalmente em zonas de charneira.

Ocorrência de crisoberilo é verificada em xistos cisalhados no Supergrupo Rio das Velhas, próximo ao distrito de Esmeralda de Ferros. A variedade de crisoberilo é a alexandrita, mostrando cor azul quando exposta à luz natural, e vermelha quando à luz artificial. As gemas apresentam-se fraturadas e do tamanho de 2/3 mm, em geral. O xisto mineralizado possui espessura de 0,5 m, aproximadamente, cortado por mobilizados quartzo/feldspáticos, concordantes com a foliação da encaixante (N30E/40NW). Constitui uma rara ocorrência de crisoberilo em rocha primária (Foto 3.2). Iwata (2000) considera a inclusão de grafita nos crisoberilos de Esmeralda de Ferros como sendo a feição mais marcante destas gemas, não ocorrendo em outras localidades. Xisto contendo grafita é descrito por Klumb-Oliveira & Leite (2000), aproximadamente 20 km a leste, na serra Quatorze Voltas, também relacionado a zonas de cisalhamento no Supergrupo Rio das Velhas.

3.5 - Grupo Rio Doce

O Grupo Rio Doce estende-se por uma faixa de direção NE/SW, restringindo-se à porção leste da área (Figura 3.1). O relevo é levemente ondulado, marcado por forte intemperismo e com poucos afloramentos.

Trata-se de uma unidade metassedimentar representada por quartzitos e xistos. O contato a oeste dá-se por falha de empurrão, cavalgando os ortognaisses do corpo Açucena. Os quartzitos possuem textura grossa, sacaroidais, intensamente recristalizados. A rocha é constituída por quartzo e mica branca. Os afloramentos mostram planos ricos em manganês e, com menos freqüência, óxido de ferro. A nordeste da área em apreço ocorrem gonditos associados a este grupo. Os quartzitos encontram-se interdigitados com xistos quartzosos situados a oeste.

Os xistos variam de biotita xisto a quartzo-mica xisto. O biotita xisto é de ocorrência restrita (apenas observado em um ponto), podendo representar uma rocha básica cisalhada. O quartzo-mica xisto é constituído por quartzo, mica branca e óxido de ferro, ocorrendo sempre muito intemperizado.

Das três lâminas delgadas estudadas, uma é de biotita xisto, apresentando textura granoblástica e lepidoblástica e granulação média a fina. É composto por 47% de quartzo, 20% de plagioclásio, 20% de biotita castanho-avermelhada, 10% de mica branca, 1% de granada e traços de apatita, zircão, opacos e turmalina. Duas lâminas de quartzito mostram que estes apresentam composição ferruginosa com a proporção de opacos variando entre 10% e 25%.

A associação moscovita + quartzo + biotita + granada indica uma paragênese mineral da zona da granada, com temperaturas próximas a 450° C (Yardley *et al.* 1990). Os estudos de Pereira & Zucchetti (1998) para as rochas metassedimentares do Grupo Rio Doce indicam um metamorfismo na fácies xisto verde a anfibolito alto. O intervalo de temperatura varia de 420° C a 650° C, para uma pressão de 4 kbar, aproximadamente.

CAPÍTULO 4 - Geologia Estrutural

4.1 – Introdução

As unidades geológicas envolvidas na estruturação tectônica da área pertencem a diferentes idades, do Arqueano ao Neoproterozóico. Tais unidades exibem um acervo estrutural próprio mas, principalmente, refletem a última deformação, associada ao Evento Brasileiro. Este é responsável pela obliteração de estruturas mais antigas e pela compartimentação da área em quatro domínios estruturais, como mostrado na Figura 4.1. O Domínio I é caracterizado por apresentar os contornos das foliações em forma de sigmóides entre as falhas oblíquas de Ipatinga e Mesquita, e também a leste da falha de Ipatinga. Compreende a borda leste do Pluton Açucena e os metassedimentos do Grupo Rio Doce, principalmente. O Domínio II mostra a foliação circular grosseiramente contornando o pluton, na região entre Cocais das Estrelas, São José dos Cocais, Santa Vitória dos Cocais e Esmeraldas de Ferros, e também entre Cubas e Sete Cachoeiras. Um terceiro domínio é individualizado a oeste da cidade de Mesquita, entre os ortognaisses Açucena, Pedra do Chapéu e Sete Cachoeiras, abrangendo rochas do Complexo Mantiqueira. O Domínio IV ocorre na borda oeste da área, caracterizado por apresentar cavalgamentos com vergência para leste/sudeste.

4.2 – Deformação pré-Brasileira

A fase de deformação mais antiga reconhecida na região é associada ao desenvolvimento do bandamento gnáissico (Sn-1) e aos processos de migmatizações observados nas rochas do Complexo Mantiqueira. Esta fase gerou dobras apertadas e feições pitgmáticas.

4.3 - Deformação Brasileira

A deformação principal (Dn) está associada ao Evento Brasileiro, envolvendo encurtamento crustal com vetores tectônicos para SW, responsável pela estruturação regional mostrada na Figura 4.2. São associadas a este evento uma foliação regional (Sn), localmente milonítica (Sm), lineações de estiramento (Le) e mineral (Lm) e dobramentos.

4.4 – Descrição dos Domínios Estruturais

4.4.1 - Domínio I

A estruturação no Domínio I é dada por lascas tectônicas com *trends* NNE, ocupando a porção leste do mapa (Figura 4.1).

4.4.1.1 - Falhas de cavalgamento

As falhas reversas constituem grandes lineamentos de direção NNE/SSW. Ocorrem no extremo leste da área, com movimentação *hangingwall up* para oeste e *rake* de 30-40° N, caracterizando rampa oblíqua. Neste contexto distinguem-se duas falhas principais: Falha de Ipatinga e Falha de Mesquita.

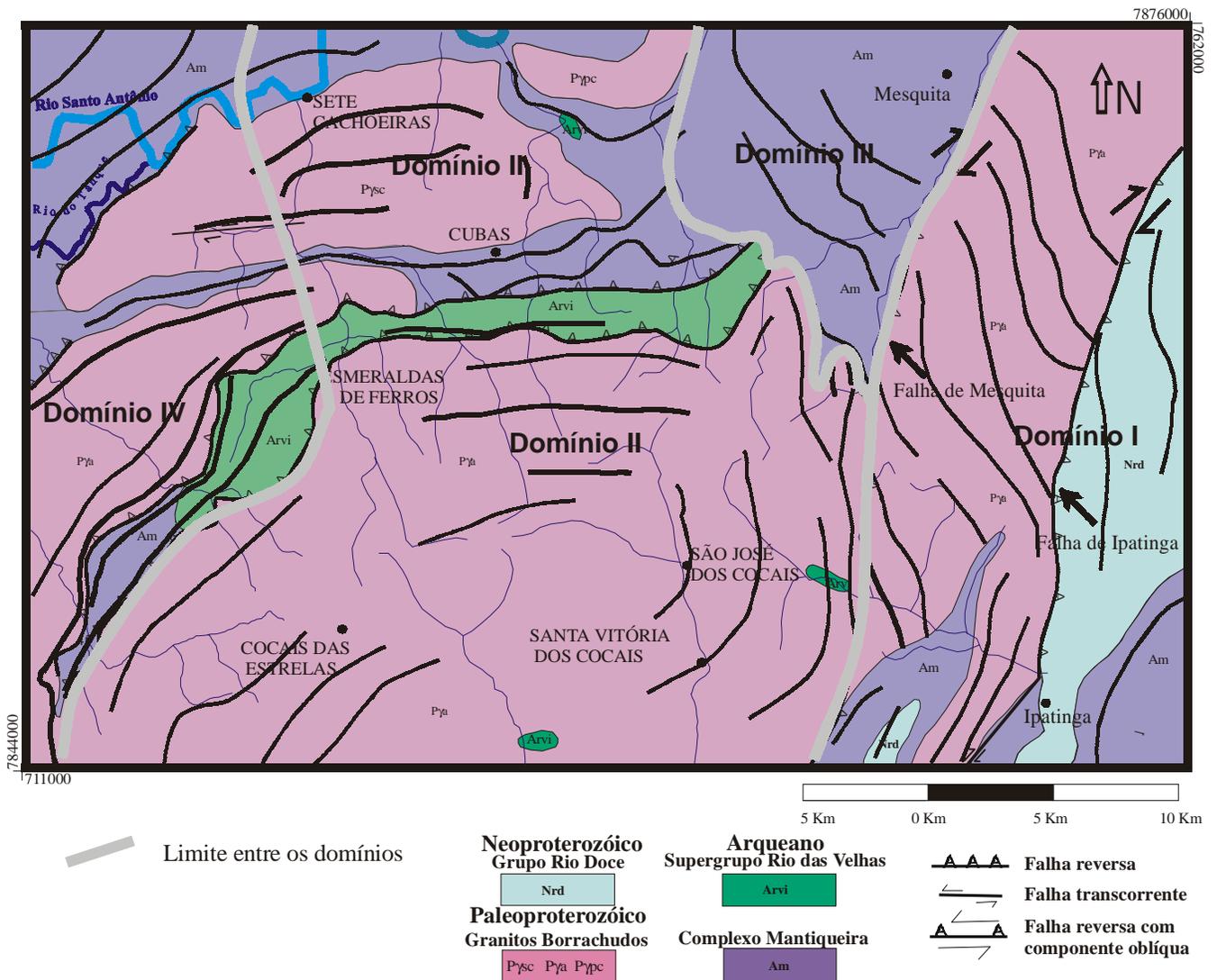


Figura 4.1 - Mapa de contorno da foliação principal (Sn) mostrando quatro domínios tectônicos.

A Falha de Ipatinga promoveu a sobreposição dos metassedimentos do Grupo Rio Doce ao Ortognaisse Açucena e, da mesma forma, a Falha de Mesquita causou a sobreposição dos ortognaisse sobre os gnaisses arqueanos em um modelo de lascas tectônicas. Estas lascas possuem orientação geral NNE/SSW, mergulhando de 20-25° para S80E, com vergência para 280°. As evidências das falhas e a caracterização de seu tipo de deslocamento são dadas por

estruturas duplex (Fotos 4.1), estrias de falha (Foto 4.2), *steps*, sigmóides de quartzo e lineações de estiramento.

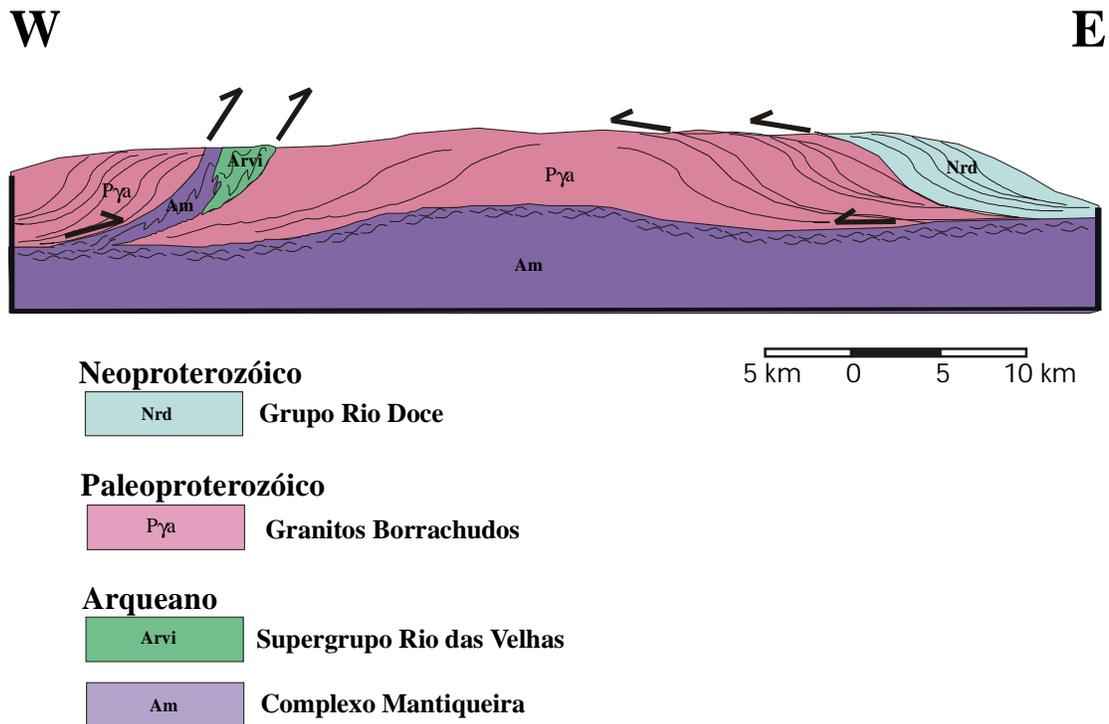


Figura 4.2 – Perfil esquemático da área estudada.

Os *fronts* das falhas reversas são caracterizados por apresentar lineações que indicam, na maioria das vezes, uma rampa oblíqua. Entretanto, lineação *down dip* é observada na Falha de Mesquita e *strike slip* a oeste da cidade de Ipatinga, no prolongamento sul da Falha de Ipatinga.

4.4.1.2 – Dobras da fase Dn

As dobras de maior amplitude apresentam eixo próximo a N/S, são assimétricas e mostram vergência tectônica para W e amplitude de, aproximadamente, 20 m. As melhores exposições destas estruturas ocorrem em uma pedreira no bairro de Caladão, município de Coronel Fabriciano, a oeste de Ipatinga, onde se observa um bandamento gnáissico dobrado.

As dobras em escala de afloramento são freqüentes nas rochas do Complexo Mantiqueira situadas ao sul do Domínio I. A fase compressiva brasileira redobrou as estruturas pré-existentes, ocasionando, localizadamente, padrões de interferência do tipo *bummerang* e dobras em bainha com eixos N80E/35, S70W/30 e S35E/50 (Foto 4.3).



Foto 4.1 - Estrutura duplex no Ortognaisse Açucena mostrando vergência para oeste.



Foto 4.2 - Estrias de falha mergulhando 25° para N80E e *steps* indicando falhamento reverso com vergência oeste.



Foto 4.3 - Feição sugestiva de dobra em bainha formada durante o evento Dn que afetou as rochas do Complexo Mantiqueira. Eixos N80E/35, S70W/30 e S35E/50.

4.4.1.3 - Foliação Sn

A foliação Sn é de caráter regional, localmente milonítica (Sm), ocorrendo por todo o Domínio I. É penetrativa no Ortognaisse Açucena e nos metassedimentos do Grupo Rio Doce. Nos gnaisses do Complexo Mantiqueira, o desenvolvimento da foliação Sn resulta da transposição da foliação/bandamento anterior (Sn-1). Pode ocorrer também a reorientação da foliação Sn-1 devido ao dobramento Dn. A foliação das rochas do Complexo Mantiqueira mergulha em torno de 30° para ENE (Figura 4.3 A).

No Ortognaisse Açucena a foliação (Sn) apresenta-se em planos descontínuos formados por bolsões de biotita. É bem marcada no início da estrada que liga a cidade de Santana do Paraíso ao distrito de Cocais das Estrelas. São característicos, nesta unidade, os baixos ângulos de mergulho, em geral não ultrapassando 15°. Os pólos das foliações mostram máximo em N60W/20NE (Figura 4.3 B).

Foliação milonítica ocorre no Ortognaisse Açucena, próxima aos falhamentos reversos de Mesquita e Ipatinga. As zonas miloníticas podem atingir até dez metros de espessura, apresentando bandamento centimétrico, em geral.

Os metassedimentos do Grupo Rio Doce apresentam a foliação com *trend* NNE/SSW e mergulhos próximos a 40° para ESE, dada pelos planos ricos em moscovita (Figura 4.3 C). As intrusões de rochas metabásicas que cortam as seqüências quartzosas e xistosas deste grupo são afetadas por esta foliação e, portanto, são anteriores à mesma.

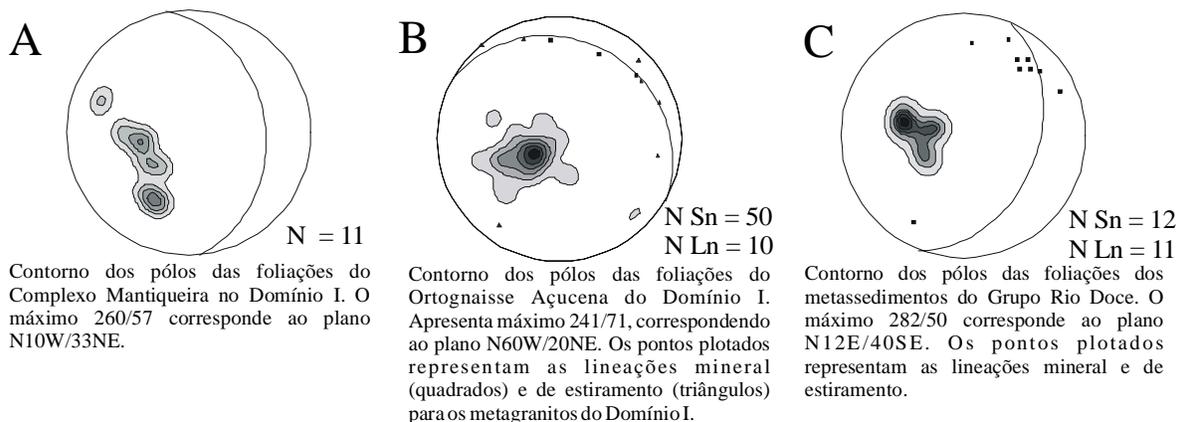


Figura 4.3 - Diagramas estruturais para o Domínio I.

4.4.1.4 - Lineações de estiramento e mineral (Le, Lm)

A lineação mineral nos ortognaisses é dada pela orientação da biotita e nos metassedimentos do Grupo Rio Doce pela orientação da moscovita. As lineações de estiramento ocorrem nos planos de foliação milonítica e são caracterizadas, nos ortognaisses, pelo estiramento de feldspato ou pelo aglomerado de quartzo e feldspato. Nos quartzitos e xistos do Grupo Rio Doce a lineação de estiramento é dada pela distensão do quartzo. É mais pronunciada próximo aos cavalgamentos.

O diagrama da Figura 4.3 B apresenta as lineações de estiramento e mineral do Ortognaisses Açucena plotadas no diagrama. As lineações de estiramento caem principalmente para NE, apresentando ângulos baixos, em geral em torno de 10-15°.

No Grupo Rio Doce as lineações possuem rumo para N40E com caimento em torno de 20° (Figura 4.3 C). O *rake* é, em geral, oblíquo apresentando valores próximo a 30°.

4.4.2 - Domínio II

O Domínio II ocupa a parte central do mapa (Figura 4.1). A foliação neste domínio contorna parcialmente o Ortognaisse Açucena (Figura 3.1).

4.4.2.1 - Dobras

Os dobramentos observados em escala megascópica estão representados por antiformes abertos de eixo NNE/SSW, que afetam os ortognaisses da Suíte Borrachudos. A forma do Ortognaisse Açucena também sugere dobramento com eixo, aproximadamente, N/S (Figuras 3.1 e 3.2). As faixas do Supergrupo Rio das Velhas foram amalgamadas entre os ortognaisses Açucena e Sete Cachoeiras.

4.4.2.2 – Foliação Sn

O diagrama estrutural do Domínio II, para os ortognaisses do Complexo Mantiqueira, mostra mergulhos de foliação e caimentos de lineações em geral para norte, com ângulos entre 30-40° (Figura 4.4 A). Para as rochas supracrustais do Supergrupo Rio das Velhas, o diagrama mostra máximo de foliação mergulhando para noroeste com ângulos em torno de 40° (Figura 4.4 B).

Para as rochas da Suíte Borrachudos observa-se que as foliações concentram-se, principalmente, ao longo da direção EW, com mergulhos baixos (Figura 4.4 C). O diagrama

também sugere uma forma dômica, com mergulhos centrífugos (Figuras 3.1 e 4.1). Próximo ao *front* da Falha de Mesquita, a leste de São José dos Cocais, ocorre uma foliação milonítica (Sm), evidenciando, localmente, movimentação sinistral (Foto 4.4). As evidências que mostram que a foliação exibida pelo Ortognaisse Açucena é de origem metamórfica são: 1 – extinção ondulante e recristalização de cristais de quartzo; 2 – *ribbons* de quartzo recristalizados; 3 – minerais resistentes, como hornblenda, fraturados com quartzo e mica preenchendo fraturas; 4 – *strain* é heterogêneo; ocorrem zonas miloníticas e a foliação é anastomosada; 5 – presença de duas foliações tipo s-c, sendo que o ângulo entre elas diminui com o aumento do *strain* e; 6 – intercrescimento de quartzo. Segundo Paterson *et al.* (1989), estes critérios são suficientes para caracterizar uma foliação como metamórfica.

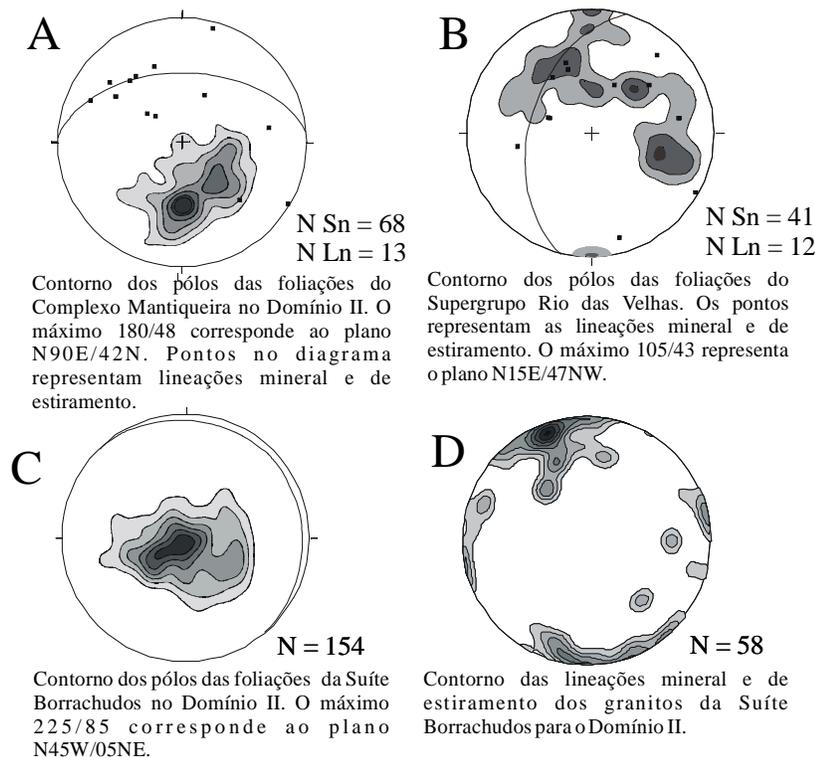


Figura 4.4 - Diagramas estruturais para o Domínio II.

4.4.2.3 - Lineação mineral e de estiramento (Ln)

As lineações nas rochas do Complexo Mantiqueira e do Supergrupo Rio Velhas apresentam dispersão considerável, com tendência a cair para NW (Figuras 4.4 A e B). Dussin I. (1994) e Pinto *et al.* (1997) descrevem lineações com caimentos para NW em Santa Maria do

Itabira e Santa Maria do Suaçuí, respectivamente, e relacionam esta lineação ao Evento Transamazônico.

As lineações no Ortognaisse Açucena mostram caimentos de baixo ângulo e duas direções principais, aproximadamente N/S e E/W. O máximo está em N21W/05 (Figura 4.4 D).

4.4.3 - Domínio III

O Domínio III restringe-se aos ortognaises bandados do Complexo Mantiqueira. O diagrama de pólos da foliação na região de Mesquita sugere dobra assimétrica com vergência para W, possivelmente por influência da Falha de Mesquita (Figura 4.5 A). O máximo 262/40 corresponde ao plano N08W/40NE. Em escala de afloramento ocorrem dobras recumbentes apertadas com eixo S40E/05 (Foto 4.5) e dobras apertadas com eixo N40E/25, N15E/35 (Foto 4.6), S50E/20 e N10W/25, próximo ao *front* da falha. O diagrama estrutural mostra que os eixos de dobra caem predominantemente entre 10° e 25° para N (Figura 4.5 B).

Ocorrem falhas normais, orientadas segundo o plano N05W/85NE, algumas associadas a corpos de pegmatitos (Foto 4.7).

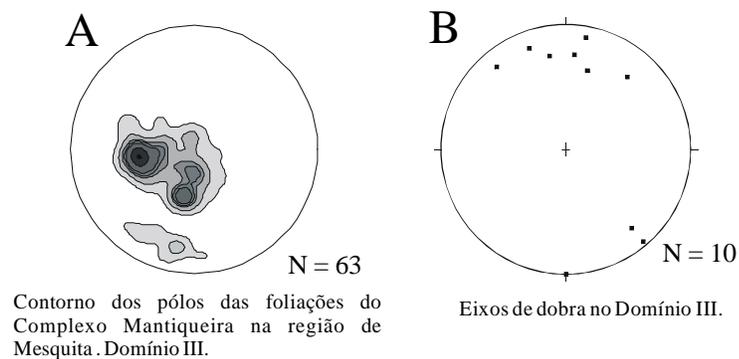


Figura 4.5 - Diagramas estruturais para o Domínio III.

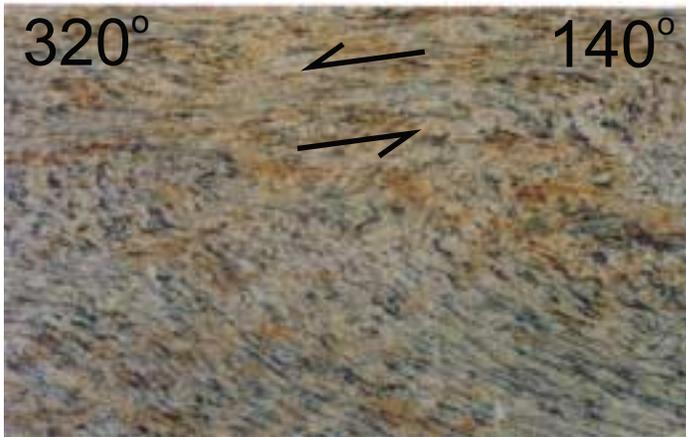


Foto 4.4 - Foliação milonítica próxima ao *front* da Falha de Mesquita, Domínio II.

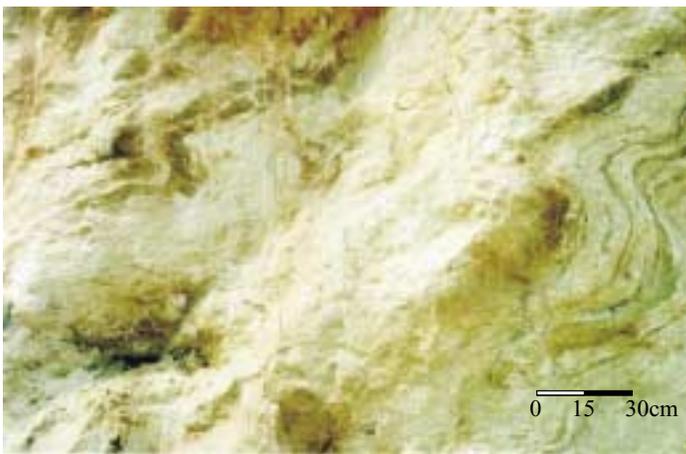


Foto 4.5 - Dobras recumbentes nas rochas do Complexo Mantiqueira com eixo S40E/05.



Foto 4.6 - Estilo de dobramento das rochas do Complexo Mantiqueira, próximo ao *front* da Falha de Mesquita. Eixos de dobras: N40E/25, N15E/35.

4.4.4 - Domínio IV

O Domínio IV é caracterizado por apresentar vergência para SE, dada por falhas de retrocavalgamento e dobras assimétricas. Este domínio ocupa a porção oeste da área.

4.4.4.1 - Falhas de cavalgamento

As falhas reversas no Domínio IV estão associadas a uma movimentação *hangingwall up* para sudeste (Figura 4.1, Foto 4.8), relacionados a retrocavalgamentos de idade brasileira. Como no Domínio I, constituem grandes lineamentos de direção NE/SW.

A falha é bem marcada em uma zona de cisalhamento situada nos ortognaisses situados à oeste de Esmeraldas de Ferros. Trata-se de falha reversa com plano de falha N55E/40NW e vergência para SE. Os indicadores cinemáticos são dados por sigmóides de quartzo (Foto 4.9), granada rotacionada (Foto 4.10), estrias de falha, *steps* e lineação de estiramento *down dip*.

Os retrocavalgamentos, no Supergrupo Rio das Velhas, se manifestam na forma de zona milonítica com espessura de 0,5 m, a qual associa-se a ocorrência de crisoberilo (ver item 3.3). O plano principal de cisalhamento é N75-50E/35-50NW (Foto 4.11).

4.4.4.2 - Falhas Normais

Os falhamentos normais encontrados no Domínio IV estão próximos aos contatos entre o Ortognaisse Açucena e o Complexo Mantiqueira, orientados segundo o plano N20E/30SE, e entre o Ortognaisse Açucena e o Supergrupo Rio das Velhas, com atutude N30E/80SE.

4.4.4.3 - Dobras

Nas rochas do Complexo Mantiqueira, próximo à Lavra do Tatu, ocorrem dobras apertadas, com eixos subhorizontais orientados entre N10E e N50E e vergência para SE (Foto 4.12). Também foi observado padrão de interferência sugerindo dobramento em bainha (Figura 4.6).

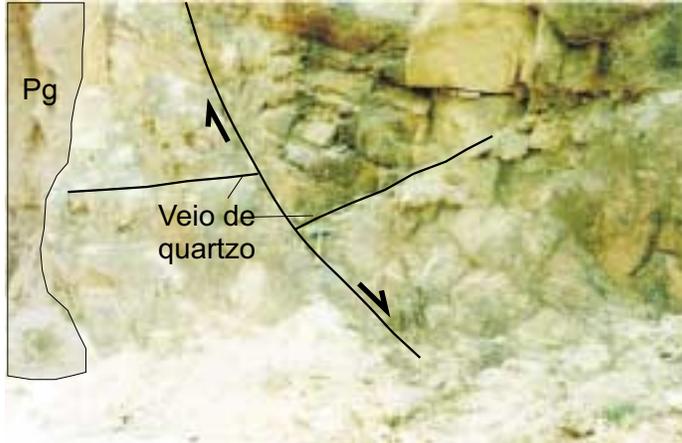


Foto 4.7 - Falhas normais com atitude N05W/85NE. Detalhe do canto esquerdo da foto, onde a falha está preenchida por um pegmatito (Pg).



Figura 4.8 - Falha reversa com vergência para SE.



Foto 4.9 - Sigmoides de quartzo indicando movimentação dextral.

4.4.4.4 – Foliação Sn

O diagrama estrutural de foliação mostra máximos para N45E/31NW (Figura 4.7). Na borda oeste da área a foliação tectônica está associada às falhas de retrocavamento. Os gnaisses do Complexo Mantiqueira, na região do Rio Santo Antônio, possuem *trends* NE, mergulhando, principalmente para NW com ângulos entre 10 e 60°. No Ortognaisse Açucena a foliação possui mergulhos em torno de 40-50° para NW. Os ângulos de mergulho diminuem com o afastamento da falha para 35-40°. Nos ortognaisses bandados do Complexo Mantiqueira esta foliação trunca uma foliação pretérita. A foliação Sn no Domínio IV, no geral, apresenta ângulos de mergulho maiores que no Domínio I.

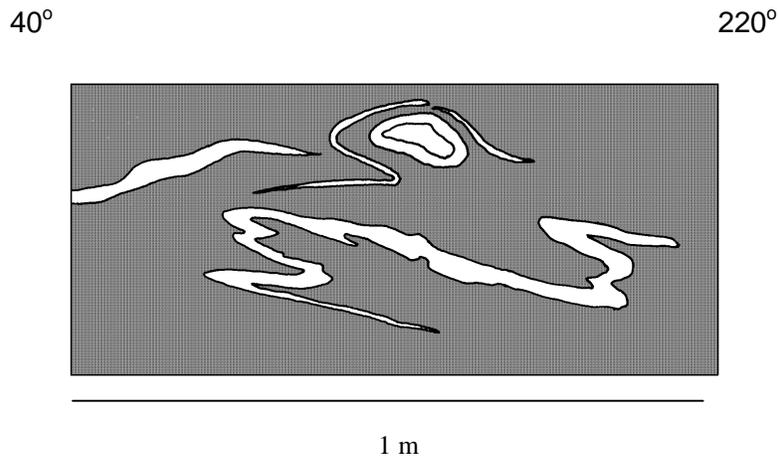


Figura 4.6 - Aspecto de pegmatitos estéreis próximo à Lavra do Tatu (partes brancas do desenho). Dobras sugerindo padrão de interferência.

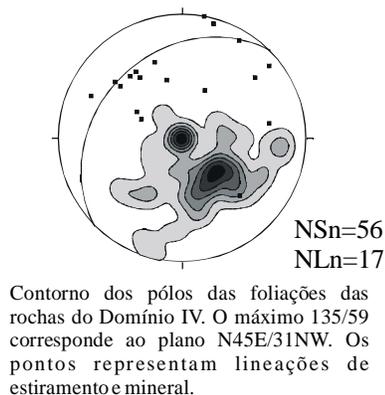


Figura 4.7 – Diagrama estrutural para o Domínio IV.

4.5 – Evolução Tectônica

A deformação Dn-1 é associada ao desenvolvimento do bandamento gnáissico (Sn-1) nas rochas do Complexo Mantiqueira.

A deformação principal Dn, é associada ao Evento Brasileiro, caracterizada por uma compressão leste/oeste. O modelo proposto pressupõe que os gnaisses tenham a forma tabular, seja esta a forma original ou derivada de fatiamento tectônico. Em uma deformação de caráter progressivo, a foliação gnáissica de baixo ângulo inicialmente gerada, durante o posicionamento tectônico do pluton, seria dobrada, juntamente com o corpo granítico principal e seus satélites, em um mega-antiforme com eixo mergulhando para norte. Com a progressão da deformação, formam-se as falhas reversas de Ipatinga e Mesquita, seguido de retrocavalgamento com transporte tectônico para SE. Falhas normais devido ao alívio de compressão e colapso das estruturas ocorrem como produto final da deformação Brasileira (Figura 4.8).

Uma hipótese alternativa, inicialmente adotada por Klumb Oliveira *et al.* (1999) advoga um episódio de colapso extensional ao final do Evento Brasileiro, com a formação de domos do embasamento em um processo semelhante à geração dos *metamorphic core complexes* (e.g. Lister & Davis 1989). A ascensão de domos, compostos essencialmente pelos granitos do tipo Borrachudos, estaria refletida pela distribuição da foliação nestes corpos, além de, possivelmente, provocar alguma fusão parcial do próprio granito, gerando alguns dos corpos pegmatíticos existentes na área. Entretanto, estruturas extensionais, até o presente, foram observadas apenas em poucos locais. Da mesma forma, os milonitos que teriam se formado durante este processo são pouco expressivos. A Figura 4.9 mostra o produto final do modelo de Lister & Davis (1989).

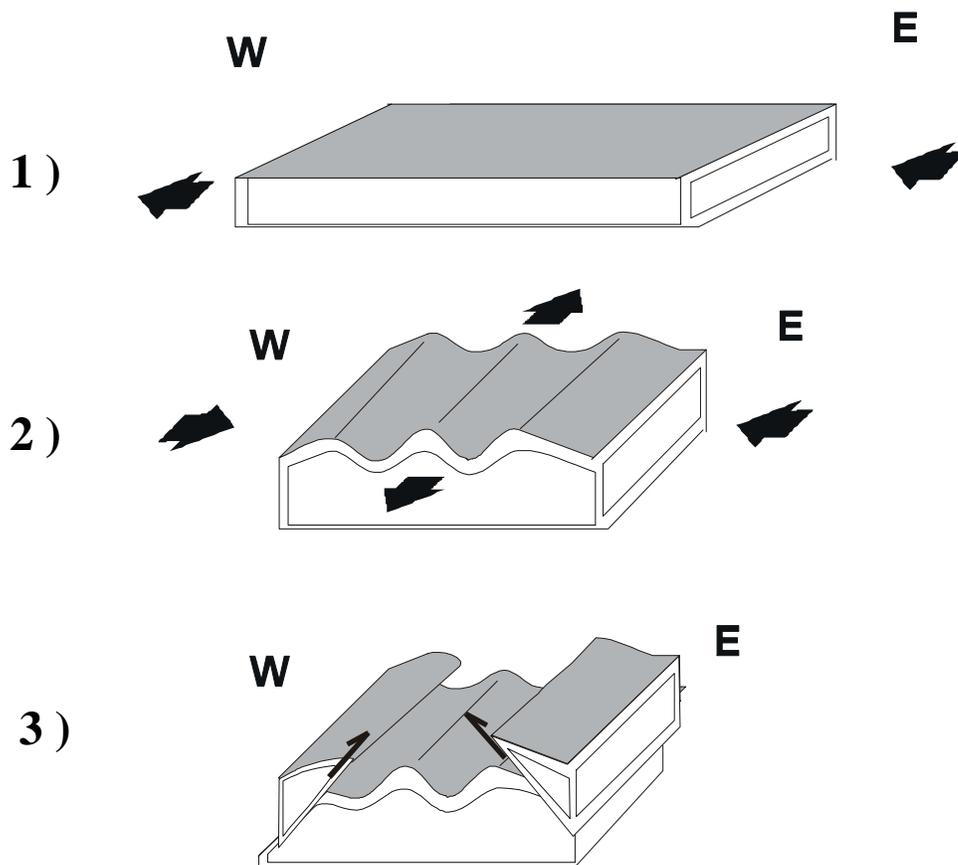


Figura 4.8 – Bloco diagrama esquemático mostrando o comportamento da área, segundo o modelo proposto, para o corpo Açucena. O bloco leste corresponde ao limite leste da Falha de Mesquita, o qual limita o Domínio I; o bloco central representa a região situada entre Cocais das Estrelas, Esmeraldas de Ferros e São José dos Cocais; finalmente o bloco oeste representa a região a oeste das falhas de Esmeraldas de Ferros.

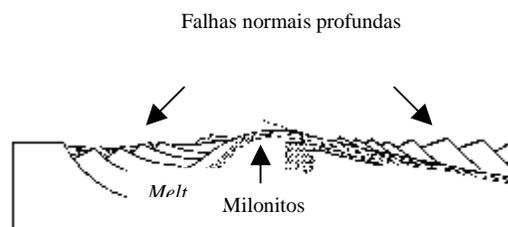


Figura 4.9 -Modelo de Lister & Davis (1989) para a geração dos *metamorphic core complexes*.



Foto 4.10 - Cristal de granada rotacionado no sentido dextral.



Foto 4.11 - Zona de cisalhamento dextral nos xistos do Supergrupo Rio das Velhas.

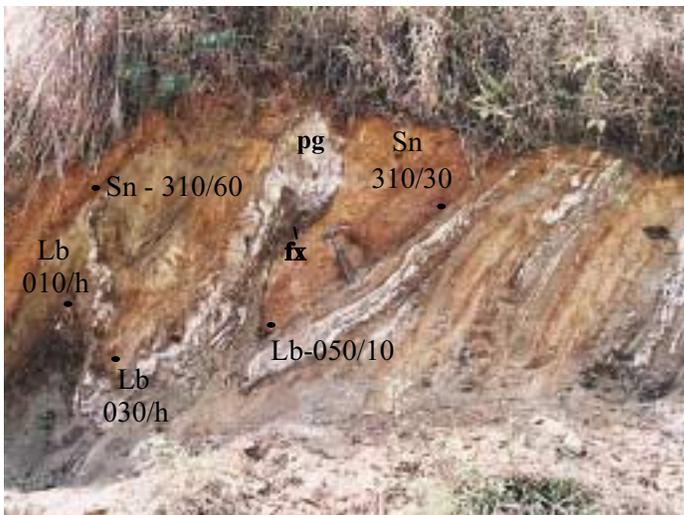


Foto 4.12 - Dobras mostrando vergência tectônica para SE. (Sn) foliação, (Lb) eixo de dobra, (fx) biotita-flogopita xisto, (pg) veios quartzo-feldspáticos.

CAPÍTULO 5 – Geoquímica de Rocha Total do Ortognaisse Açucena

5.1 - Introdução

Neste item serão descritas as análises geoquímicas de amostras da Suíte Borrachudos (Corpo Açucena) num total de 4.

As análises geoquímicas foram realizadas pelo método de *inductively coupled plasma* (ICP), onde se obteve:

elementos maiores: SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, CaO, Na₂O, K₂O, P₂O₅ e LOI;

elementos traços (ppm): Ba, Rb, Sr, Cs, Ga, Tl, Ge, Ta, Nb, Hf, Zr, Ti, Y, Th, U, Cr, Ni, Co, Sc, V, Cu, Pb, Zn, Bi, In, Sn, W, Mo, Be, Ag, As e Sb;

elementos terras raras: La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu.

5.2 - Elementos Maiores

O Ortognaisse Açucena mostra uma grande homogeneidade de seus elementos maiores (Tabela 5.1). Os valores de SiO₂ mostram teores relativamente elevados, variando entre 73,36% e 74,74%, com média de 73,90%. Os granitos possuem baixo alumínio variando entre 11,90% e 12,71%, com média de 12,17%. As razões K₂O/Na₂O são elevadas, variando entre 1,68% e 1,52%. Estes valores sugerem granitos do tipo A, isto é, anorogênicos. Whalen *et al.* (1987) caracterizam granitos do tipo A por apresentar altos teores de SiO₂, Na + K₂O, Fé/Mg e baixos teores de CaO.

AMOSTRAS	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	TOTAL
AK 016	74,74	11,94	3,11	0,04	0,04	0,95	3,25	5,23	0,23	99,79
AK 048	73,36	12,13	4,12	0,05	0,16	1,52	2,9	4,77	0,4	99,76
AK 147	73,96	11,9	2,7	0,03	0,02	1,17	3,31	5,03	0,15	98,86
AK 162	73,55	12,71	2,48	0,04	0,05	0,78	3,08	5,41	0,19	98,29

Tabela 5.1 - Dados analíticos de elementos maiores para o Ortognaisse Açucena, na região estudada.

Quando representados no diagrama de alcalinidade de Shand, as amostras projetam-se no campo das rochas metaluminosas a subalcalinas, situando-se próximo a interseção dos campos (Figura 5.1).

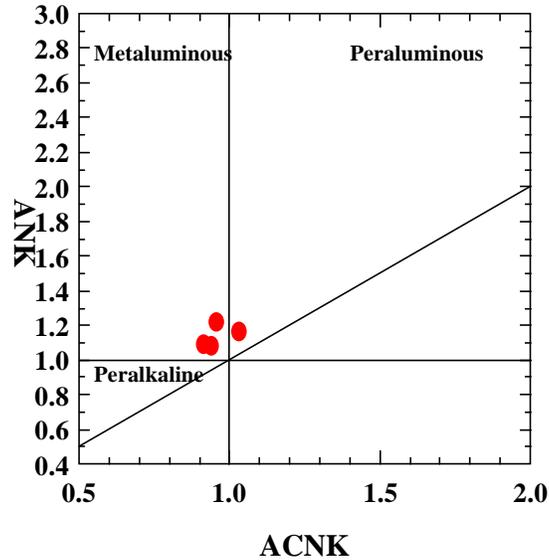


Figura 5.1 - Diagrama de alcalinidade de Shand para o Ortognaisse Açucena.

5.3 - Elementos Traços

A Tabela 5.2 mostra os dados analíticos dos elementos traços para amostras do Ortognaisse Açucena, com exceção das terras raras que são tratadas separadamente. Os elementos que não aparecem na tabela possuem seus valores abaixo do nível de detecção da análise. Portanto Cr, Ni e Cu possuem valores nulos. V, Co, Ge, Mo e Ag possuem valores muito baixos a nulos.

O diagrama envolvendo $Y+Nb/Rb$ e Y/Nb para caracterização geotectônica das rochas granitóides, segundo Pearce *et al.* (1984), mostram que as análises do Ortognaisse Açucena situam-se no campo de granitos intra-placa (Figuras 5.2).

A Figura 5.3 exibe diagramas de variação (*Harker diagrams*) de Y, Nb, Ce e Zr em função de SiO_2 , como proposto por Collins *et al.* (1982). As análises posicionam-se no campo dos granitos do tipo A.

	AK 16	AK 48	AK 147	AK 162
V	0	6	0	0
Co	0	6	0	0
Zn	93	78	47	50
Ga	31	22	25	24
Ge	2	2	2	1
Rb	204	150	245	145
Sr	36	123	24	60
Y	148	73	191	89
Zr	660	586	528	745
Nb	117	25	60	31
Mo	0	7	4	2
Ag	0	1.1	0	1.4
Sn	8	5	4	1
Cs	0.6	3	1.4	1
Ba	471	1230	199	1010
Hf	21	14	19	22
Ta	4.3	2.3	2.1	1.3
W	0	38	0	0.6
Tl	1.3	0.7	1.2	0.8
Pb	32	30	26	15
Th	42	19	4.4	31
U	5.6	4.7	4.6	3.4

Tabela 5.2 - Valores analíticos de elementos traço para o Ortognaisse Açucena.

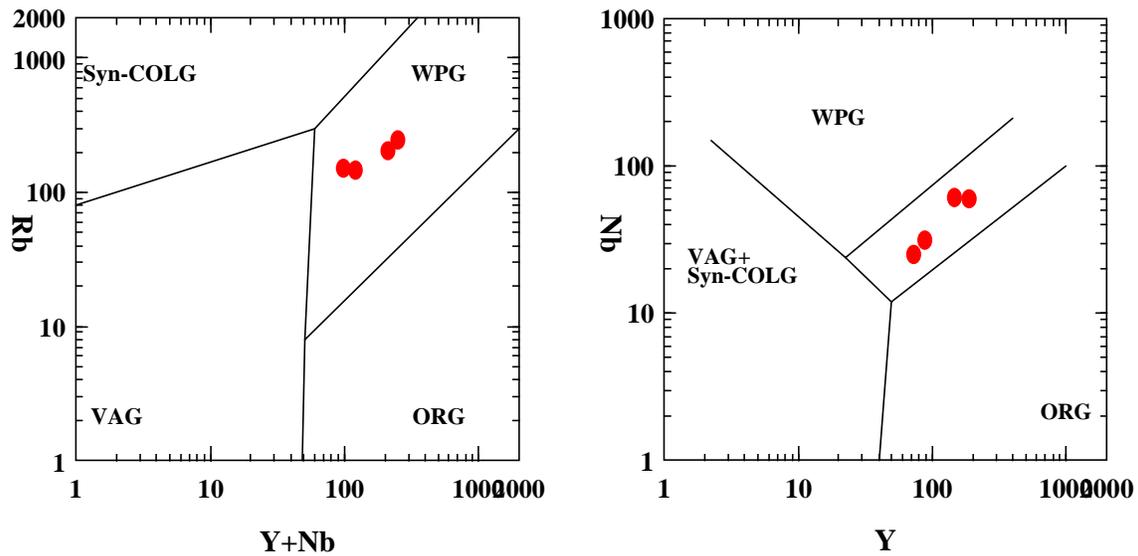


Figura 5.2 - Caracterização geotectônica das rochas granitóides como proposto por Pearce *et al.* (1984).

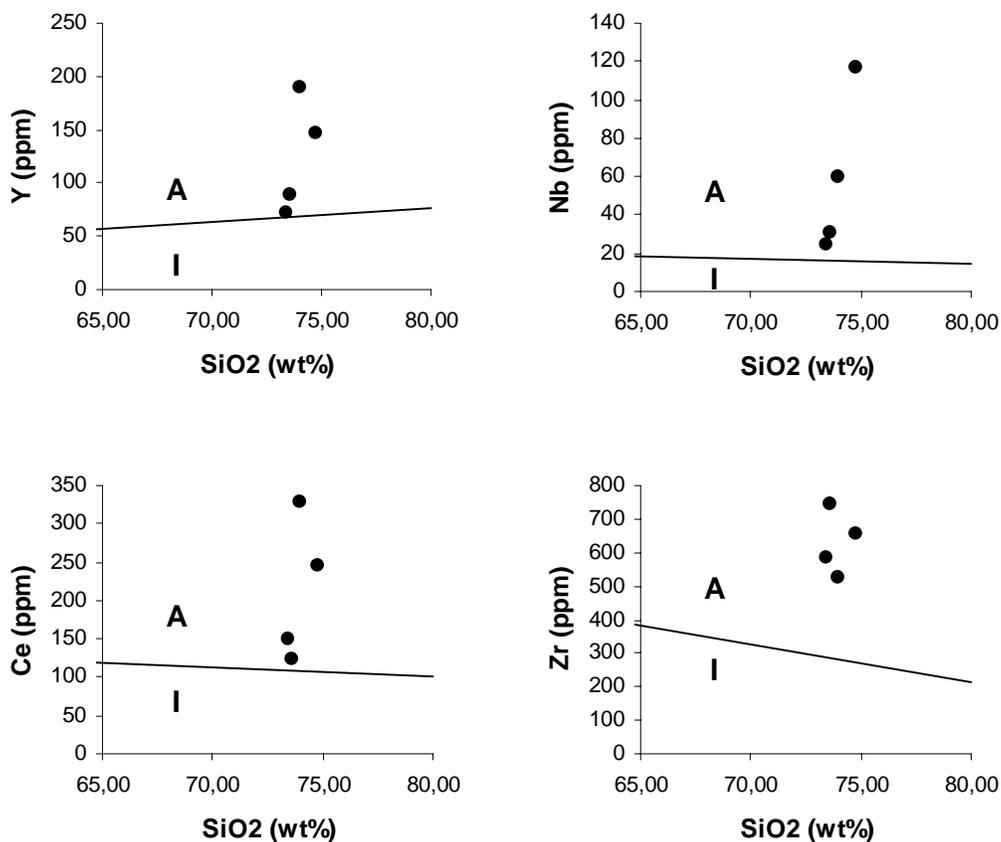


Figura 5.3 – Análises do Ortognaisse Açucena plotadas em diagramas de variação de Harker. A – campo dos granitos do tipo A; I – campo dos granitos do tipo I, segundo Collins *et al.* (1982).

5.4 - Elementos Terras Raras

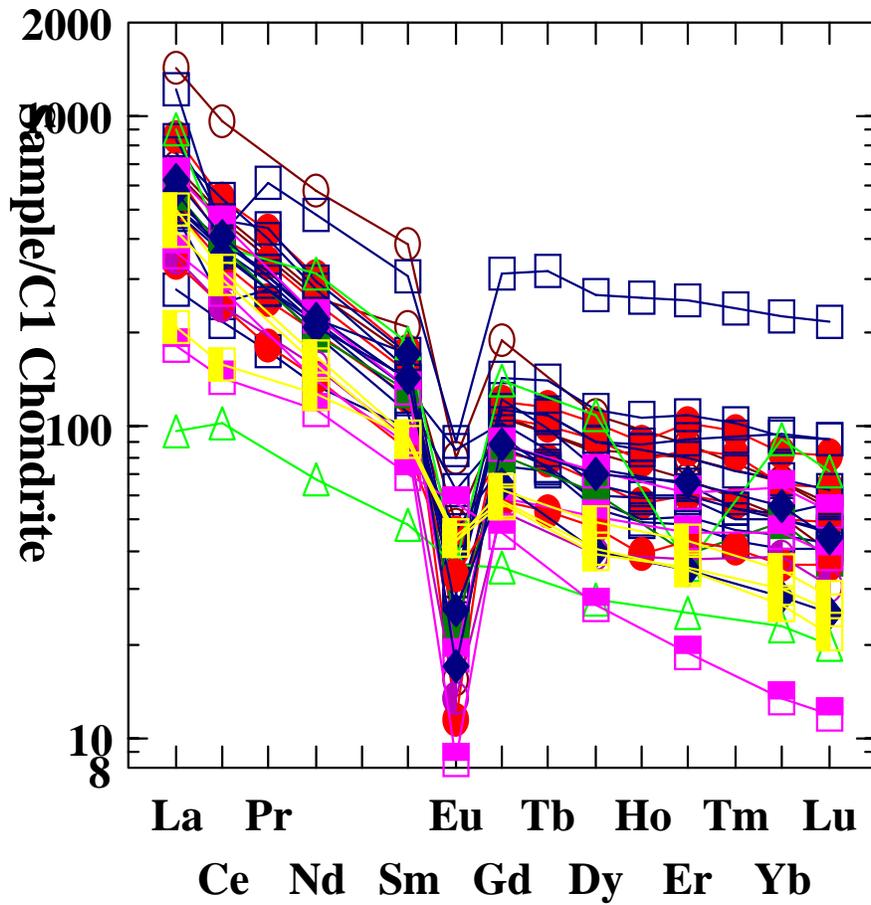
As concentrações em ETR são normalizadas para condrito, segundo valores de Evensen *et al.* (1978) e os resultados apresentados na Tabela 5.3. As curvas de distribuição são comparadas as obtidas por Herz (1970), Chemale Jr. (1987), Grossi-Sad *et al.* (1990b), Dussin T. (1994) e Machado (1998), como mostrado na Figura 5.4.

Os granitos da Suíte Borrachudos caracterizam-se por apresentar elevado conteúdo em ETR. O Ortognaisse Açucena, estudado neste trabalho, exibe um padrão de ETR semelhante aqueles descritos como pertencentes a Suíte Borrachudos. O padrão de distribuição dos ETR é marcado por uma forte anomalia negativa de Eu além de maior concentração de ETR leves quando comparadas as ETR pesadas. Exceto uma das análises do corpo Itauninha apresenta valores mais baixos de ETR e anomalia de Eu discreta, e também o Granito de Capoeirana que apresenta uma análise com valores mais elevados de ETRP.

Conforme constatado por Klumb-Oliveira & Leite (2000), os corpos graníticos ortoderivados Açucena, Morro do Urubu e Itauninha possuem continuidade física (Figuras 2.2, 3.1). As análises de ETR para estes corpos graníticos mostram que estas rochas assemelham-se quanto a estes elementos, exceto uma análise para o granito Itauninha, com teores baixos de ETR, além de exibir uma discreta anomalia de Eu. Também apresenta um padrão distinto uma análise do granito de Capoeirana com valores de ETR acima dos demais (Figura 5.5).

	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
AK 16	154	247	32.1	117	23	1.23	22	3.8	23	4.4	14	2.05	11	1.63
AK 48	80	150	17.3	67	13	1.94	12	2	12	2.2	7.2	0.7	6.12	0.92
AK 147	204	329	40.6	142	27	0.66	25	4.3	26	5.1	17	2.48	14	2.05
AK 162	168	125	34.1	125	23	2.06	20	3	16	2.9	8.3	1.04	5.1	0.62

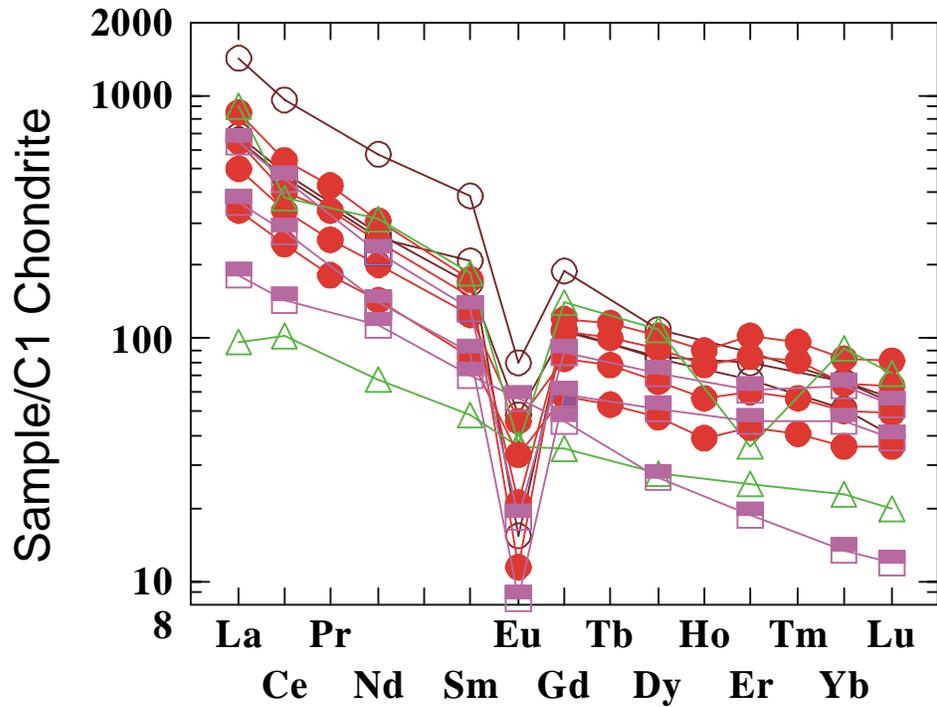
Tabela 5.3 - Valores analíticos de elementos terras raras para o Ortognaisse Açucena.



LEGENDA

- | | | | |
|---|--------------------------|---|--------------------------|
| ● | Região Estudada | ■ | • Corpo Morro do Urubú |
| ○ | • Corpo Açucena | ■ | # ≈ Corpo São Félix |
| ■ | # Corpo Itabira | ● | # ° Corpo Petí |
| ▲ | • Corpo Itauninha | ◆ | • Corpo Senhora do Pôrto |
| □ | * Granitos de Capoeirana | | |

Figura 5.4 - Elementos Terras Raras para as análises dos ortognaisses da Suíte Borrachudos. (#) Herz (1970), (°) Kanig (1985), (≈) Chemale Jr. (1987), Grossi Sad *et al.* (1990), (•) Dussin T. (1994) (*) Machado (1998).



LEGENDA

- Região Estudada
- Corpo Morro do Urubú
- Corpo Açucena
- △ Corpo Itauninha

Figura 5.5 – Elementos Terras Raras para as análises do Ortognaisse Açucena da área estudada (circulo vermelho preenchido) comparadas as análises realizadas por Dussin T. (1994).

CAPÍTULO 6 – Alteração Metassomática e Geocronologia do Ortognaisse Açucena

O retrocavalgamento com vergência para SE associa-se, no Ortognaisse Açucena, uma zona de cisalhamento preenchida por uma nova paragênese, descrita a seguir.

6.1 – Descrição da Zona de Cisalhamento

Essa zona de cisalhamento cortando o Ortognaisse Açucena foi estudada por intermédio de lâminas delgadas e análises químicas. A zona de cisalhamento possui um comprimento de 15 m por 3 m de largura, aproximadamente, preenchida por xistos com diferentes quantidades de granada, biotita, cordierita, anfibólio, sillimanita, quartzo, estauroлита e feldspato. Dividiu-se o afloramento em faixas (Figura 6.1, Fotos 6.1a e 6.1b) a fim de caracterizar-se as diferentes associações minerais (Tabela 6.1).

A **Faixa 01** apresenta as granadas de maior tamanho, com cristais de até 9 cm de diâmetro, em meio a matriz composta por cristais de biotita, anfibólio em arranjo radial e sillimanita, em cristais de tamanhos na ordem de 10cm, além de cordierita, quartzo, feldspato e estauroлита (Foto 6.2). Esta faixa está em contato com a lapa da falha e apresenta deformação progressiva dada por cristais de granada e quartzo rotacionados, além de exibir foliação milonítica. A Faixa 01 é a que apresenta minerais maiores e é a mais deformada.

	Faixa 01	Faixas 02, 04, 05, 06 e 07	Faixa 03
Textura	Decussada/milonítica	Granoblástica	Lepdoblástica/ poiquiloblástica
Paragênese	Cristais de granada (de 5 a 9 cm) em matrix formada por biotita e anfibólio radial, com sillimanita, cordierita, quartzo, mica branca, feldspato e estauroлита como minerais acessório.	Cordierita e granada, sillimanita, biotita, estauroлита, quartzo e feldspato como minerais acessório. Cristais com 2-3 cm de comprimento	Matrix de biotita com cristais de granada em torno de 2.5 cm, feldspato e quartzo
Posição na zona de cisalhamento	Lapa da falha	No interior da falha	Capa da falha
Indicador cinemático	Cisalhamento dextral	Não evidente	Não evidente

Tabela 6.1 – Quadro-resumo da zona de cisalhamento.

Duas lâminas delgadas foram confeccionadas para esta zona. As granadas ocorrem em cristais de tamanho pegmatóide, ocupando até 50% das lâminas. Comumente, ocorre quartzo poligonizado no interior dos cristais de granada indicando um sobrecrescimento da granada. Cristais de zircão euédrico também são encontrados no interior das granadas. A granada cresce às custas da biotita.

A cordierita aparece em cristais irregulares com granulação grossa. Os limites são côncavos-convexos, crescendo às custas da sillimanita que pode ser encontrada no interior de cristais de cordierita. No contato de cordierita com biotita, a primeira cresce as custas da última. A biotita ocorre em palhetas de tamanho grande com inclusões de zircão. É o mineral principal responsável pela foliação. Algumas biotitas ocorrem cloritizadas e também ocorre mica branca subordinada. O anfibólio aparece na forma de cristais tabulares, grossos, com arranjo radial.

A **Faixa 02** é composta, principalmente, por cristais de cordierita e granada, além de sillimanita, biotita, quartzo, plagioclásio, microclina e feldspato. As faixas 02, 04, 05, 06 e 07 são equivalentes em termos de associação mineral e textura.

Três lâminas delgadas foram confeccionadas. No contato da granada com anfibólio observa-se que a granada cresce às custas do anfibólio. Comumente observa-se quartzo poligonal preenchendo espaços, próximo das bordas das granadas, embora esta feição seja característica da Faixa 01 onde os cristais de granada foram rotacionados. Cristais de estaurolita bordejados por granada indicam que a granada cresce as custas da estaurolita. O anfibólio ocorre como cristais finos prismáticos.

Finalmente, a **Faixa 03** é composta por uma matriz de biotita com cristais de granada de dimensões menores que aqueles da Faixa 01. Os cristais de granada não mostram deformação e apresentam tamanho homogêneo de aproximadamente 2,5 cm. Uma lâmina foi confeccionada nesta faixa. Os minerais presentes são a granada e a biotita. Feldspato e quartzo ocorrem subordinados. A granada cresce às custas da biotita.

As características de campo e petrográficas sugerem que as associações minerais, das faixas que caracterizam a zona de cisalhamento, resultam de modificações metamórficas/metassomáticas experimentados pelo Ortognaisse Açucena durante seu cisalhamento.

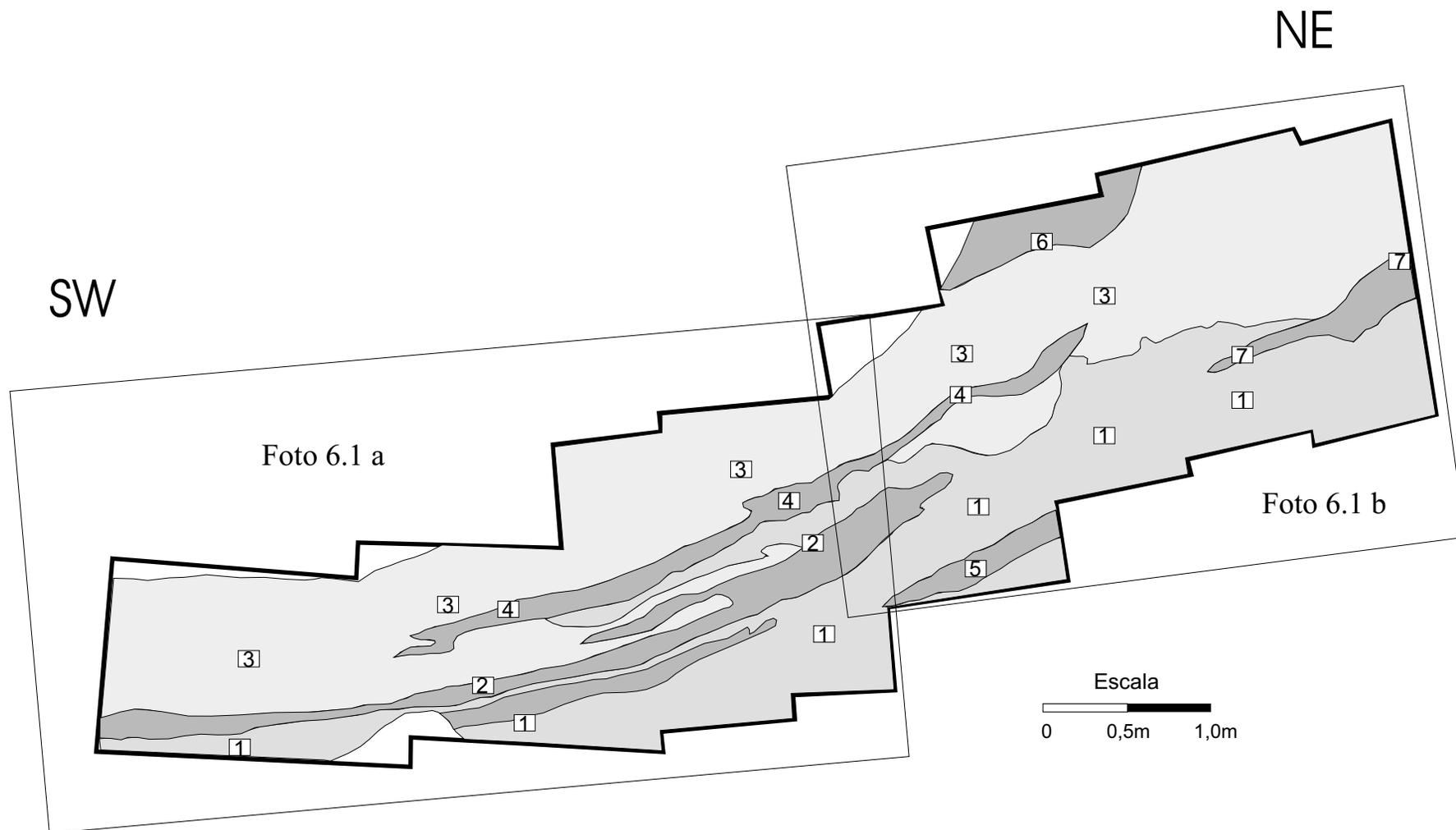


Figura 6.1 - Zona de cisalhamento por onde percolaram fluidos hidrotermais responsáveis pela assembléia mineral existente. No limite superior do desenho encontra-se a capa da falha e, no limite inferior, a lapa. As montagens de fotos são indicadas.



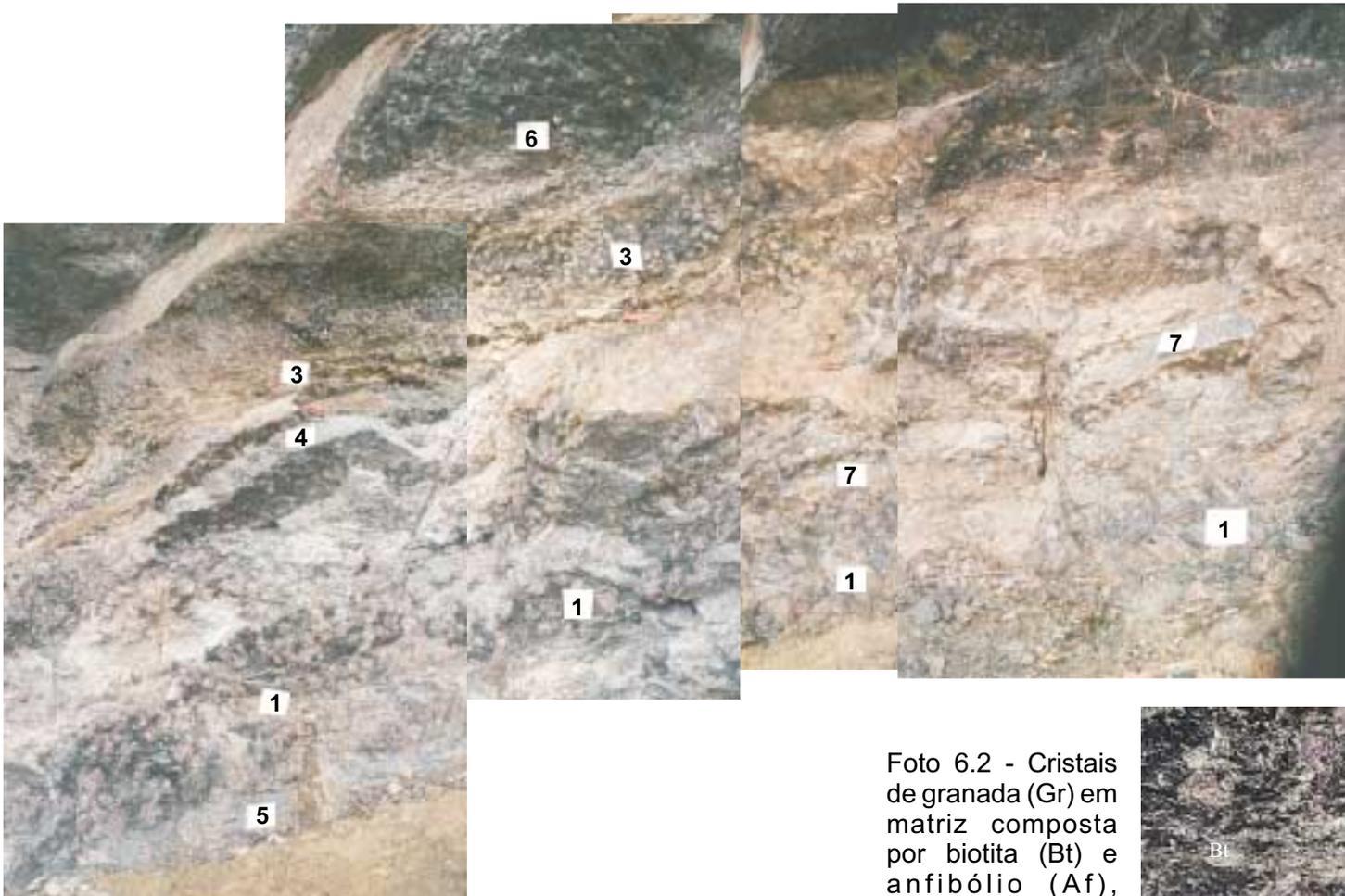
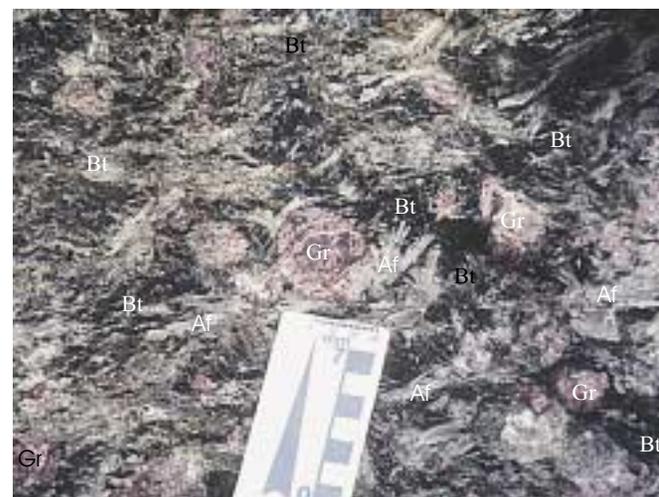


Foto 6.1 b - Montagem de fotos da zona de cisalhamento.

Foto 6.2 - Cristais de granada (Gr) em matriz composta por biotita (Bt) e anfibólio (Af), principalmente.



6.2 - Química Mineral

6.2.1 - Introdução

As amostras para química mineral analisadas por meio de microsonda. Os valores de fechamento considerados satisfatórios para cada mineral são: granadas, acima de 98%, biotitas, acima de 96%, anfibólio, plagioclásio, estauroлита e sillimanita, acima 97%.

6.2.2 – Biotita

Segundo Deer *et al.* (1966), a composição da maior parte das biotitas situa-se dentro do campo definido pelos membros-extremos: flogopita, anita, eastonita e siderofita. Apresenta fórmula geral dada por $K_2(Mg,Fe^{2+})_6-4(Fe^{3+},Al,Ti)_0-2[Si_6-5Al_2-3O_{20}](OH,F)_4$. Na biotita, o magnésio é comumente substituído pelo ferro ferroso e também por íons trivalentes como o Fe^{3+} e o Al; o alumínio substitui o silício nas posições tetraédricas e tende a ter coordenação quaternária a temperaturas mais elevadas. O potássio pode ser substituído pelo Na, Ca, Ba, Rb ou Cs. Geralmente o sódio apresenta maiores concentrações dentre estes elementos. O Ti pode ser substituído pelo Si nas posições tetraédricas ou pelo Fe e Mg nas posições octaédricas.

As fórmulas estruturais das biotitas foram obtidas com base em 24 O e são mostradas na Tabela 6.2. Os valores de FeO variam entre 12,04 e 33,50%, MgO entre 1,12 e 16,44%, Al_2O_3 entre 13,56 e 20,31, K₂O entre 8,33 e 9,97 e TiO₂ entre 0,13 e 3,43. Os demais óxidos analisados (MnO, CaO e Na₂O) apresentam valores muito baixos.

As biotitas das fácies estudadas apresentam uma razão atômica Fe/(Fe+Mg) variando entre 0,29 e 0,52 para a zona alterada e entre 0,93 e 0,94 para o gnaiss encaixante, mostrando uma contínua substituição do Mg_{2+} pelo Fe_{2+} na primeira. A Figura 6.2 exprime uma correlação negativa entre o ferro e o magnésio. A razão FeO/MgO varia entre 0,73 e 1,93 para a zona metassomática e entre 26,83 e 29,91 para a rocha encaixante. A biotita do Ortognaisse Açucena (rocha encaixante) mostra um enriquecimento em FeO e empobrecimento em MgO, quando comparadas com as análises para a zona de cisalhamento (Figuras 6.2 e 6.3).

Fórmula estrutural na base 24 O

sample	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	OH	total
AK504324	34,602	0,169	19,884	18,278	0,129	9,83	0,034	0,18	9,734	3,846	96,717
AK504325	35,49	0,176	20,141	18,654	0,125	9,785	0,028	0,161	9,699	3,912	98,171
AK504326	35,278	0,131	20,077	18,68	0,116	9,672	0,045	0,162	9,699	3,892	97,752
AK503B431	37,653	1,36	16,584	12,041	0	16,302	0	0,494	8,553	4,006	96,993
AK503B432	37,87	1,594	16,604	12,501	0	16,115	0	0,47	8,748	4,034	97,936
AK500436	35,461	0,512	19,034	17,367	0,133	10,829	0,008	0,101	9,906	3,885	97,236
AKXXB251	32,547	3,439	13,565	32,147	0,64	1,143	0,046	0,104	8,98	3,523	96,139
AKXXA157	32,939	3,436	14,114	33,507	0,592	1,12	0,006	0,021	9,21	3,601	98,55
AK501B112	38,507	0,705	17,186	12,615	0	16,445	0,031	0,674	8,373	4,077	98,64
AKXXA124	33,448	3,424	13,723	32,756	0,595	1,128	0	0	9,099	3,59	97,765
AK504231	35,643	0,353	19,45	18,031	0,138	10,315	0,004	0,139	9,972	3,905	97,95
AK504343	35,176	0,203	20,319	18,556	0,167	9,948	0,04	0,14	9,642	3,909	98,1
AK502351	26,429	0,963	52,464	12,203	0,017	2,409	0,032	0,002	0	4,386	98,905
AK503B458	38,286	1,351	16,595	12,391	0,005	16,264	0	0,576	8,337	4,047	97,887
AK503B459	38,172	1,839	16,54	12,691	0	16,08	0	0,464	8,672	4,059	98,517
AK503B360	27,19	0,564	53,628	11,671	0,041	3,025	0,003	0	0,018	4,48	100,621
AKXXB269	33,549	3,523	13,707	32,84	0,641	1,224	0	0,02	8,843	3,602	97,967

Amostra	Si	Al	Ti	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	H
AK504324	5,395	3,654	0,02	2,383	0,017	2,284	0,006	0,054	1,936	0,805
AK504325	5,44	3,639	0,02	2,391	0,016	2,236	0,005	0,048	1,897	0,805
AK504326	5,436	3,646	0,015	2,407	0,015	2,221	0,007	0,048	1,906	0,805
AK503B431	5,636	2,926	0,153	1,507	0	3,637	0	0,143	1,633	0,805
AK503B432	5,629	2,909	0,178	1,554	0	3,571	0	0,135	1,659	0,805
AK500436	5,473	3,462	0,059	2,242	0,017	2,491	0,001	0,03	1,95	0,003
AKXXB251	5,54	2,721	0,44	4,576	0,092	0,29	0,008	0,034	1,95	0
AKXXA157	5,486	2,77	0,43	4,667	0,084	0,278	0,001	0,007	1,957	0,003
AK501B112	5,664	2,979	0,078	1,552	0	3,605	0,005	0,192	1,571	0
AKXXA124	5,588	2,702	0,43	4,576	0,084	0,281	0	0	1,939	1,208
AK504231	5,473	3,52	0,041	2,316	0,018	2,361	0,001	0,041	1,953	1,208
AK504343	5,397	3,674	0,023	2,381	0,022	2,275	0,007	0,042	1,887	0,713
AK502351	3,614	8,454	0,099	1,395	0,002	0,491	0,005	0,001	0	0,443
AK503B458	5,673	2,898	0,15	1,535	0,001	3,592	0	0,165	1,576	0,443
AK503B459	5,64	2,88	0,204	1,568	0	3,541	0	0,133	1,634	0,443
AK503B360	3,64	8,46	0,057	1,307	0,005	0,604	0	0	0,003	0,443
AKXXB269	5,586	2,69	0,441	4,572	0,09	0,304	0	0,006	1,878	0,766

Tabela 6.2 - Fórmula da biotita: A₂-XY₆-4(OH)₄(Al,Si)₈O₂₀. Onde A pode ser K, Na, Ca; Y pode ser Mn, Mg, Fe, Al e Ti.

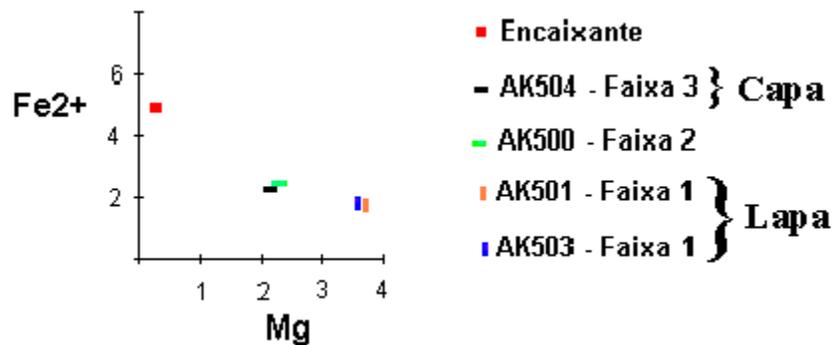


Figura 6.2 - Diagrama Fe²⁺ versus Mg (átomos de unidade fórmula) para as biotitas estudadas mostrando a correlação negativa entre estes elementos. Note que há uma nítida diminuição da razão Fe/Mg da biotita do ortogneisse para as zonas de alteração.

Biotitas cristalizando a partir de fusão peraluminosa ou cálcio-alcálicas não são afetadas pela substituição $3\text{Fe}^{2+} \leftrightarrow 2\text{VI Al}^{3+}$, comum em granitos anorogênicos, mas sim pelas substituições $\text{Mg}^{2+} \leftrightarrow \text{Fe}^{2+}$ e $3\text{Mg}^{2+} \leftrightarrow 2\text{VI Al}^{3+}$ (Abel-Rahman, 1994).

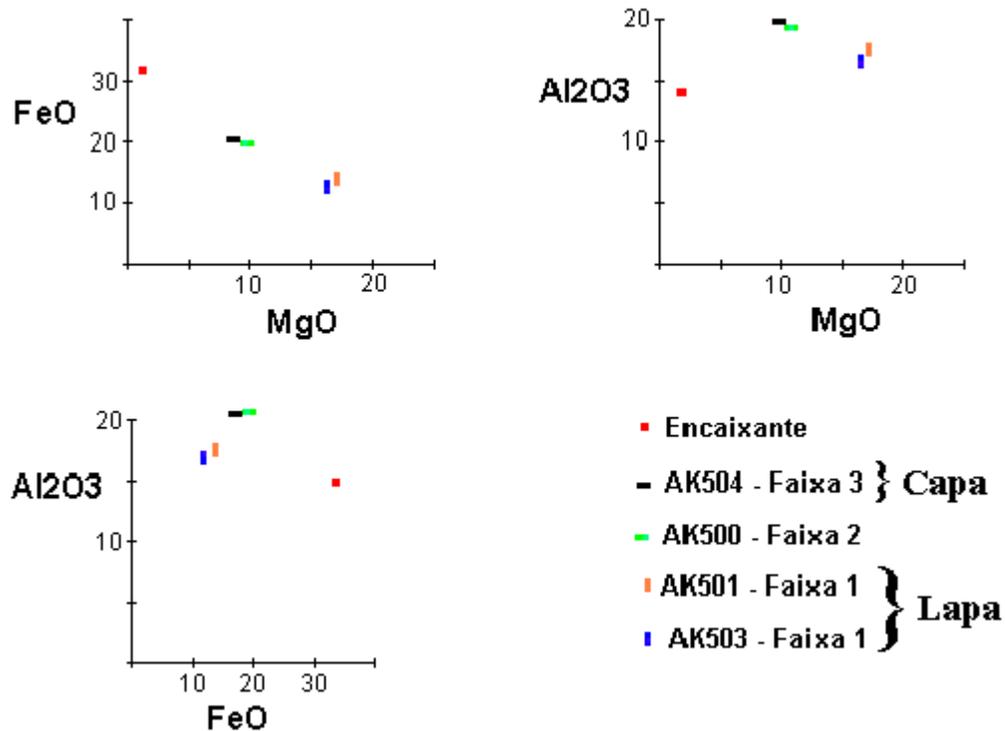


Figura 6.3 - Diagramas discriminatórios entre biotitas, segundo Abel-Rahman (1994).

6.2.3 - Granada

A malha unitária da granada contém oito unidades da fórmula química. Nela os tetraedros de silício-oxigênio existem como grupos independentes unidos a octaedros de íons trivalentes, enquanto que os íons de metais divalentes estão situados em interstícios no interior da rede de Si-Al, sendo cada íon divalente rodeado por oito oxigênios. A fórmula da granada pode ser dada por $\text{XY}(\text{Z}\text{O}_4)_3$, estando os cálculos na base de 24O. “X” corresponde ao arranjo de coordenação 8, onde se alojam os cátions maiores tais como Ca^{2+} , Fe^{2+} , Mg^{2+} e Mn^{2+} . “Y” é o espaço ocupado pelos cátions Fe^{3+} , Al^{3+} , Cr^{3+} , Y^{3+} , V^{3+} , correspondendo à posição octaédrica de coordenação 6. Z é a posição tetraédrica dos cátions Si^{4+} , Al^{3+} e Fe^{3+} .

As granadas podem ser divididas em duas séries, segundo Deer *et al.* (1966), quais sejam as piraespita (piropo, almandina, espessartita) e ugrandita (uvarovita, grossularita, andradita). As granadas estudadas pertencem à primeira série (Figura 6.4).

Verifica-se, na Faixa 01, um alto teor em almandina entre 76,39% e 74,82%, piropo entre 14,55% e 11,96%, espessartita entre 9,93% e 8,17% e grossulária entre 2,15% e 1,07%. Na Faixa 03 os teores de almandina são entre 79,85% e 74,82%, piropo entre 31,13% e 19,40%, andradita entre 1,23% e 0 e espessartita entre 0,85% e 0,14% (Figura 6.4). As análises indicam um núcleo rico em Mn (espessartita) e pobre em Mg (piropo) e as bordas ricas em Fe (almandina).

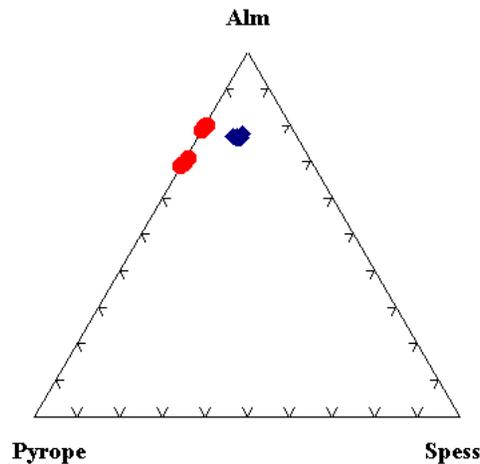


Figura 6.4 - Diagrama discriminante entre granadas da Faixa 01 (losangos) e da Faixa 03 (círculos).

As granadas analisadas por microsonda foram retiradas das faixas 01 e 03 (Figura 6.1), estando os resultados apresentados nas Tabelas 6.3 e 6.4. Um estudo de zoneamento foi feito na granada da Faixa 03 (Figura 6.5). Observa-se que há um aumento dos óxidos SiO₂, Al₂O₃, FeO e Fe₂O₃ no sentido núcleo-borda. Cálcio mantém-se com o mesmo padrão entre borda e núcleo. Há um aumento do MgO com o decréscimo do MnO em uma das bordas (Figura 6.6), mostrando uma substituição do Mn pelo Mg.

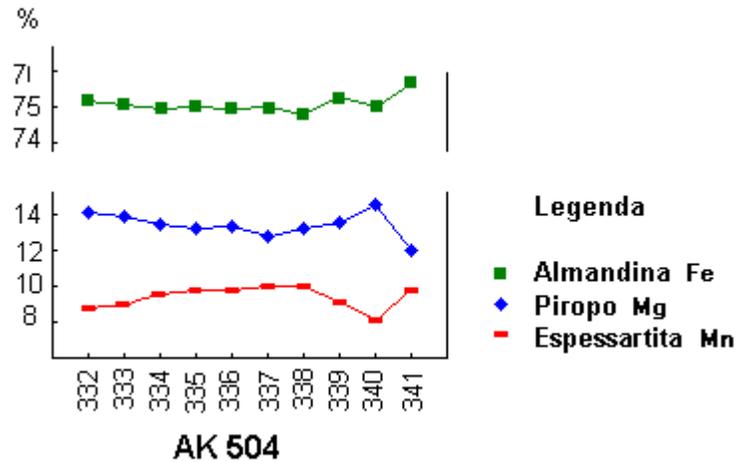


Figura 6.5 - Composição da granada borda-núcleo-borda em um perfil de 9 mm na lâmina AK 504 (análises de AK504332 a AK504341) coletada na Faixa 03.

Amostra	Si	Al	Cr	Fe3+	Ti	Mg	Fe	Mn	Ca	total
AK504332	5,934	4,031	0	0	0,044	0,842	4,498	0,527	0,129	16,006
AK504333	5,955	4,004	0	0,003	0,002	0,845	4,562	0,55	0,113	16,038
AK504334	5,981	4,022	0	0	0,007	0,806	4,487	0,569	0,126	16,004
AK504335	5,953	4,024	0,02	0	0,002	0,794	4,533	0,583	0,129	16,039
AK504336	5,989	4,019	0,001	0	0	0,798	4,48	0,583	0,122	16,014
AK504337	5,978	4,018	0	0	0	0,771	4,505	0,596	0,129	16,02
AK504338	5,99	4,021	0	0	0,002	0,781	4,471	0,593	0,131	16,003
AK504338	5,985	4,009	0,01	0	0,004	0,814	4,531	0,546	0,111	16,007
AK504340	5,995	3,995	0,024	0,003	0	0,874	4,517	0,491	0,123	16,005
AK504341	6,014	3,981	0	0,008	0,008	0,713	4,556	0,586	0,113	15,987

Amostra	SiO2	TiO2	Al2O3	CrO	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Total
AK504332	36,65	0,359	21,123	0	0	33,221	3,846	3,489	0,746	99,441
AK504333	37,169	0,02	21,207	0	0,024	34,045	4,056	3,538	0,658	100,75
AK504334	36,708	0,055	20,948	0	0	32,932	4,127	3,32	0,722	98,832
AK504335	36,67	0,02	21,03	0,003	0	33,39	4,241	3,282	0,742	99,451
AK504336	36,842	0	20,978	0	0	32,956	4,234	3,294	0,701	99,083
AK504337	36,86	0	21,022	0	0	33,213	4,341	3,19	0,741	99,488
AK504338	36,964	0,02	21,053	0	0	32,996	4,322	3,235	0,757	99,394
AK504338	36,836	0,033	20,938	0,001	0	33,345	3,965	3,362	0,64	99,167
AK504340	37,337	0	21,113	0,003	0,024	33,642	3,608	3,651	0,715	100,143
AK504341	37,282	0,063	20,939	0	0,068	33,769	4,292	2,967	0,654	100,064

Tabela 6.3 - Zoneamento de granada da zona 3.

Amostra	Si	Al	Cr	Fe3+	Ti	Mg	Fe	Mn	Ca	t.decações
AK501B214	5,969	3,988	0,017	0,017	0	1,697	4,239	0,051	0,064	16,027
AK501B215	5,974	3,993	0,028	0,008	0,001	1,88	4,125	0,009	0,026	16,023
AK501B216	6,001	3,987	0	0,009	0,003	1,857	4,101	0,008	0,031	15,997
AK501B217	5,997	4	0	0	0,002	1,843	4,137	0,013	0,008	16,001
AK501B218	5,967	3,982	0	0,026	0	1,797	4,195	0,047	0,014	16,033
AK501A220	5,994	3,947	0,015	0,047	0,004	1,275	4,697	0,03	0,004	16,002
AK501A221	5,972	3,999	0	0	0,007	1,173	4,827	0,039	0,002	16,024
AK501A222	5,983	3,971	0,015	0,032	0	1,208	4,791	0,019	0,003	16,019

AK504340	37,337	0	21,113	0,003	0,024	33,642	3,608	3,651	0,715	100,143
AK504341	37,282	0,063	20,939	0	0,068	33,769	4,292	2,967	0,654	100,064
AK500246	37,143	0,084	56,643	0,002	0	2,407	0,056	1,364	0,028	99,528
AK503B261	49,173	0,014	32,993	0,002	0	5,265	0,03	10,335	0	98,085

Amostra	SiO2	TiO2	Al2O3	CrO	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	total
AK501B214	38,16	0	21,631	0,002	0,142	32,404	0,386	7,278	0,381	100,399
AK501B215	38,345	0,012	21,744	0,003	0,07	31,662	0,066	8,096	0,155	100,196

Tabela 6.4 - Zoneamento de granada da zona 1.

Os diagramas discriminatórios das granadas com base em óxidos mostram uma diferenciação entre as granadas da Faixa 01 e Faixa 03 (Figura 6.7). Na Faixa 01, as análises apresentam um padrão homogêneo. Esta faixa apresenta um enriquecimento em MnO quando comparado a MgO. Os valores de MnO variam entre 3,61 e 4,34% e os de MgO entre 2,97 e 3,65%. Os teores de Al₂O₃ variam entre 20,94 e 21,11%. Os teores de ferro são, normalmente nulos, aparecendo frações (0,24 e 0,68) nas análises AK504340 e AK504341.

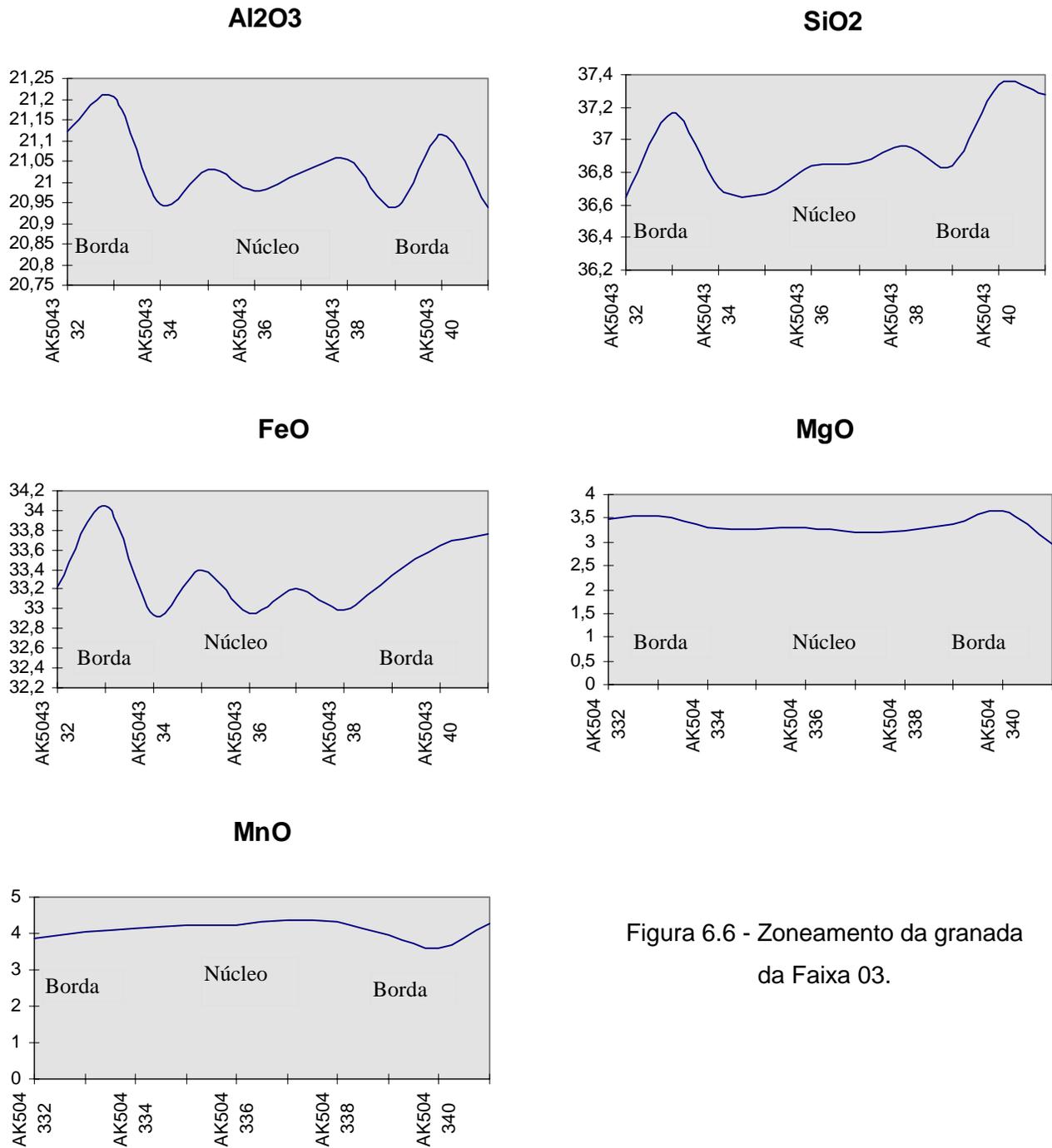


Figura 6.6 - Zoneamento da granada da Faixa 03.

Na Faixa 02 as análises apresentam dispersão no que diz respeito ao MgO e FeO. O Fe₂₊ é substituído pelo Mg, como mostrado na Figura 6.7.

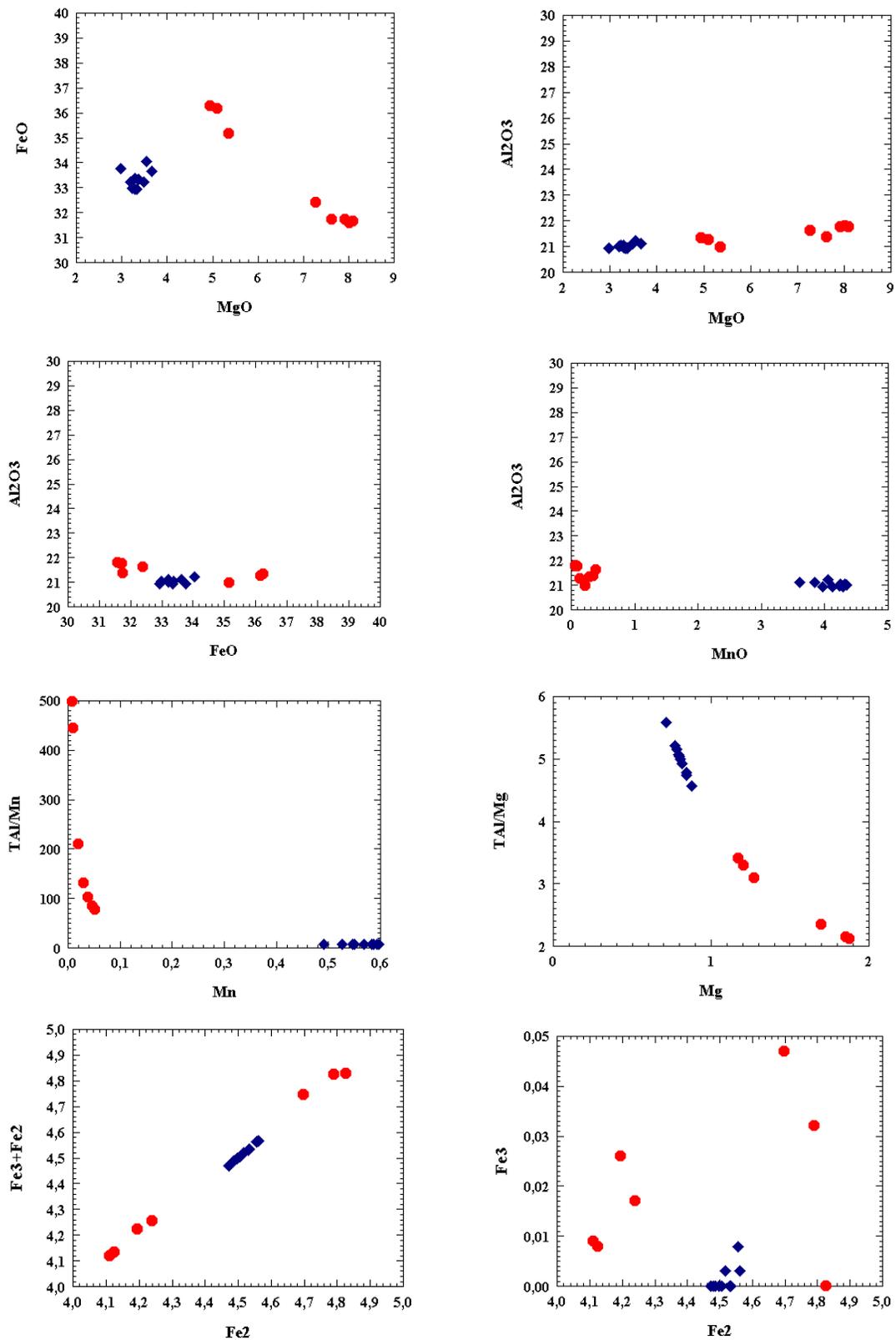


Figura 6.7 - Diagramas discriminatórios das granadas. Em azul (losangos) as granadas da Faixa 01 e em vermelho (círculos) as granadas da Faixa 03.

6.2.4 - Plagioclásio

Quimicamente, a maioria dos feldspatos pode ser classificada como membros do sistema ternário $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$. Os termos da série compreendida entre $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ e KAlSi_3O_8 são chamados feldspatos alcalinos e os compreendidos entre $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ e $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$, plagioclásio. Os feldspatos alcalinos contêm menos do que 5% a 10% de moléculas de cálcio em solução sólida. De maneira semelhante, os plagioclásios contêm de 5% a 10% de moléculas de potássio. A distinção entre feldspatos alcalinos e plagioclásios, para as composições com igual teor aproximado de cálcio e potássio, é um tanto arbitrária (Deer *et al.* 1966).

As fórmulas estruturais dos 12 cristais de plagioclásios analisados são dadas na Tabela 6.5, calculadas para base de 8 O, juntamente com as porcentagens em óxidos. Foram analisados plagioclásios das faixas 01 e 03 e também do ortognaisse encaixante que não alterou. No diagrama classificatório os plagioclásios plotam no campo das albitas (Figura 6.8).

Amostra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	total	Si	Al	Ca	Na	K	total
AK504226	68,494	19,511	0,241	10,278	0,143	98,806	3,013	1,011	0,011	0,877	0,008	4,923
AK504228	68,453	19,692	0,269	10,287	0,131	98,832	3,008	1,02	0,013	0,876	0,007	4,924
AK504129	67,598	19,552	0,157	10,354	0,114	97,781	3,004	1,024	0,007	0,892	0,006	4,933
AK504230	67,522	20,003	0,256	11,681	0,167	99,734	2,965	1,035	0,012	0,995	0,009	5,019
AK500339	66,03	19,948	0,834	10,218	0,102	97,222	2,964	1,055	0,04	0,889	0,006	4,956
AK500340	66,15	19,858	0,871	10,073	0,134	97,128	2,969	1,051	0,042	0,877	0,008	4,948
AK500341	66,391	20,212	0,991	9,846	0,147	97,715	2,962	1,063	0,047	0,852	0,008	4,935
AK500342	65,969	20,117	1,068	9,805	0,111	97,142	2,961	1,064	0,051	0,853	0,006	4,936
AK500347	67,601	19,926	0,898	11,265	0,117	99,888	2,964	1,03	0,042	0,958	0,007	5,004
AKXXA123	66,365	20,594	1,711	10,769	0,106	99,673	2,924	1,07	0,081	0,92	0,006	5,004
AKXXB254	66,508	19,778	0,643	10,065	0,165	97,356	2,979	1,044	0,031	0,874	0,009	4,941
AKXXB268	69,19	19,492	0,091	11,841	0,1	100,763	3	0,996	0,004	0,995	0,006	5,003

Tabela 6.5 - Teor em óxidos e fórmula estrutural dos feldspatos com base em 8 O.

6.2.5 - Anfibólio

A estrutura dos anfibólios admite uma grande flexibilidade de trocas iônicas e os minerais do grupo apresentam uma variação muito grande de composição química. A característica principal da estrutura dos anfibólios é a presença de tetraedros de (Si, Al) O₄ unidos.

A fórmula geral para os anfibólios pode ser expressa por $\text{AB}_2^{\text{VI}} \text{C}_5^{\text{IV}} \text{T}_8 \text{O}_{22} (\text{OH}, \text{F}, \text{Cl})_2$ onde A= Na e K; B= Na, Ca, Mg, Fe²⁺, Co, Mn²⁺, Li e Zn; C= Na, Ca, Mg, Fe²⁺, Co, Mn²⁺, Li, Zn, Al, Fe³⁺, Mn³⁺, Cr³⁺, Ti⁴⁺ e Zr⁴⁺ enquanto T= Si, Al e Ti⁴⁺ (Leake *et al.* 1997). Os íons citados anteriormente são os que normalmente ocupam cada sítio, as exceções não são citadas.

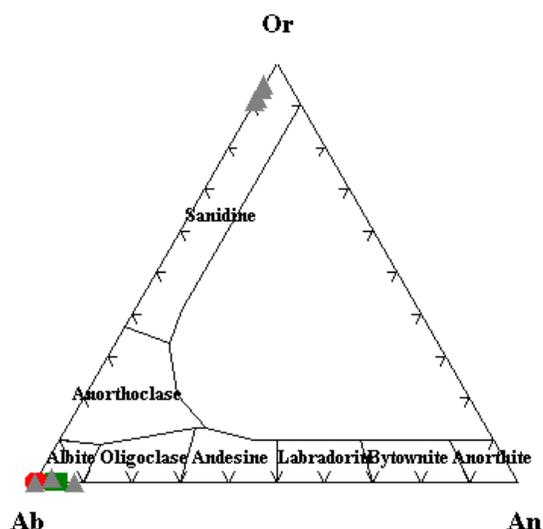


Figura 6.8 - Diagrama ternário Ab-Or-Na classificatório dos feldspatos analisados (Deer et al. 1966). Para efeito de estudo considerou-se apenas os plagioclásios.

As fórmulas estruturais dos anfibólios na base 24 O são apresentadas na Tabela 6.6. As análises dos anfibólios caem no campo das gedritas (anfibólios de Fe-Mg do sistema ortorrômbico; Figura 6.9). Apresentam baixos valores de Ti.

A posição A é ocupada 99,5% por átomos de Na, o restante é ocupado pelo K. Não há Ca na estrutura destes anfibólios. A posição B é ocupada por 97,65% de átomos de Fe²⁺ e 2,35 de Mn e Na. A posição C tem 66,92% de átomos de Mg, 25,1% de Al, 7,6 de Fe²⁺ e o restante de Ti.

As variações principais da composição dos minerais da série antofilita-gedrita estão associadas com as trocas Mg \leftrightarrow Fe²⁺ e (Mg, Fe²⁺) Si \leftrightarrow AlAl.

Amostra	Fe2O3	K2O	TiO2	CrO	CaO	MnO	Na2O	SiO2	Al2O3	MgO	H2O	total
AK502253	18,976	0,012	0,165	0	0,07	0,207	1,574	42,843	17,072	15,267	2,04	98,226
AK503A154	19,459	0,008	0,057	0	0,094	0,147	1,444	44,337	15,804	15,512	2,056	98,918
AK503A155	19,555	0,032	0,114	0	0,104	0,169	1,466	44,22	15,952	15,578	2,061	99,251
AK503A156	18,932	0,013	0,113	0,013	0,085	0,138	1,448	44,389	15,778	15,636	2,055	98,6
AK503A157	18,812	0,007	0,051	0,027	0,06	0,174	1,422	44,292	15,766	15,645	2,049	98,305
AK503B133	20,356	0	0,191	0	0,097	0,229	1,394	43,29	15,473	14,829	2,021	97,88
AK503B134	20,65	0,024	0,244	0,016	0,109	0,174	1,441	42,93	16,041	14,509	2,023	98,161
Amostra	Fe	K	Ti	Cr	Ca	Mn	Na	Si	Al	Mg	H	total
AK502253	2,332	0,002	0,018	0	0,011	0,026	0,448	6,295	2,956	3,344	0,443	15,875
AK503A154	2,373	0,002	0,006	0	0,015	0,018	0,408	6,465	2,716	3,372	0,443	15,818
AK503A155	2,379	0,006	0,013	0	0,016	0,021	0,414	6,434	2,735	3,378	0,443	15,839
AK503A156	2,31	0,002	0,012	0,001	0,013	0,017	0,41	6,478	2,714	3,401	0,443	15,801
AK503A157	2,302	0,001	0,006	0,003	0,009	0,022	0,403	6,48	2,718	3,412	0,443	15,799
AK503B133	2,526	0	0,021	0	0,015	0,029	0,401	6,424	2,706	3,28	0,805	16,207
AK503B134	2,56	0,005	0,027	0,002	0,017	0,022	0,414	6,363	2,802	3,205	0,805	16,222

Tabela 6.6 - Fórmula estrutural dos anfibólios analisados.

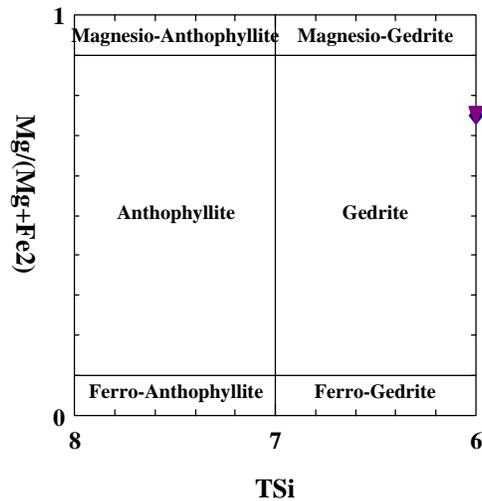


Figura 6.9 - Classificação dos ortoanfíbios segundo Hawthorne 1983.

6.3 - Química de Rocha Total

6.3.1 - Elementos Maiores

A análise de rocha total da zona de cisalhamento mostra um empobrecimento em SiO₂ e enriquecimento em Al₂O₃, Fe₂O₃ e MgO, em relação ao ortognaisse encaixante (Tabela 6.7). Isso reflete a clara diminuição no percentual de quartzo e aumento percentual das fases aluminosas. A razão K₂O/Na₂O mais elevada, em relação a rocha encaixante, reflete a formação de grande quantidade de biotita, com fixação de sódio provavelmente apenas na albita (notar que há também diminuição no conteúdo de CaO). Há notável aumento na relação MgO/Fe₂O₃, com formação de biotita mais rica em MgO e granadas que podem conter alto a médio percentual da molécula de piropero.

AMOSTRA	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	TOTAL
AK 506	43,34	18,96	17,43	0,16	14,25	0,07	0,98	2,7	0,44	100,6
AK 48	43,34	12,13	4,12	0,05	0,16	1,52	2,9	4,77	0,4	99,76

Tabela 6.7 - Dados analíticos de elementos maiores para a Zona de Cisalhamento e de uma amostra do Ortognaisse Açucena.

6.3.2 - Elementos Traços

A Tabela 6.8 mostra os dados analíticos dos elementos traços para amostras da zona de cisalhamento, à exceção das terras raras, que são tratadas separadamente.

	Co	Zn	Ga	Ge	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Sn	Cs	Ba	Hf	Ta	W	Ti	Pb	Th	U
AK 506	0	0	34	0	145	3	252	1020	72	4	2	3,6	85	33	10	0,8	0,1	0	81	11
AK 501	1	568	38	1	133	4	205	588	75	4	2	3,1	106	19	5,7	1,2	1,7	0	44	7,3
AK 500	0	138	30	1	332	5	133	463	60	0	11	3,7	95	14	6,8	3,5	1,7	6	32	5,5

Tabela 6.8 - Valores analíticos de elementos traço para as rochas da zona de cisalhamento.

Os *spidergrams* normalizados para condritos, nas rochas estudadas, mostram diminuição de Sr, Ce, K e Ba, quando comparados com os valores do ortognaisse não alterado (Figura 6.10).

As análises da zona de cisalhamento quando normalizadas para a amostra AK 48 (Suíte Borrachudos) mostram anomalias negativas de Ba, Sr e Ce e positivas de Th, U, Nb e Y. Y^{3+} com raio iônico 0,90 Å tem comportamento semelhante ao das ETRP. Terras Raras trivalentes com raio iônico de 1,03 a 0,86 Å substituem: Ca^{2+} (1,00 Å), Zr^{4+} (0,72 Å), U^{4+} (0,89 Å), Th^{4+} (0,94 Å) e Y^{3+} (0,90 Å). A amostra AK 500 consiste da lapa da zona de cisalhamento e mostra pequenas variações quando comparada a amostra AK 506, do interior da zona. Da borda para o centro há um enriquecimento de Rb e um empobrecimento de Zr (Figura 6.11). O empobrecimento em Sr, Ba e Ce reflete a diminuição percentual de feldspato, em particular plagioclásio. As anomalias positivas de U e Th acompanham o enriquecimento do K_2O , fixado na biotita.

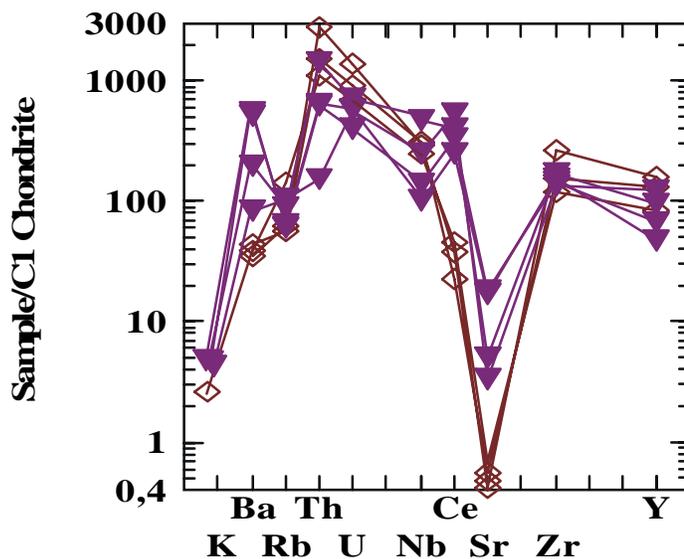


Figura 6.10 – *Spidergram* de elementos traço e K, para as rochas da Suíte Borrachudos (triângulos cheios) e da zona de cisalhamento (losangos vazados).

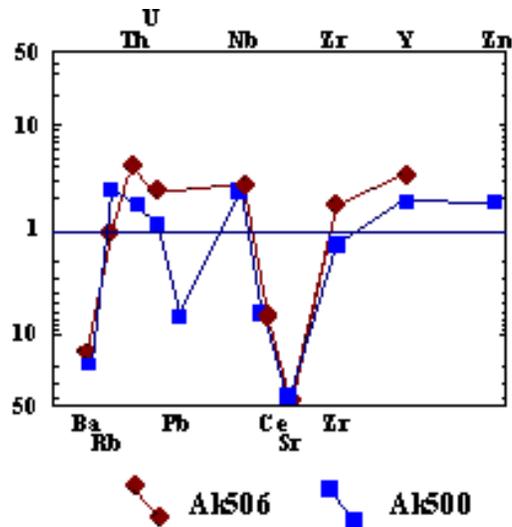


Figura 6.11 - Análises da zona de cisalhamento normalizadas para AK 48 (Suíte Borrachudos).

6.3.3 - Elementos Terras Raras

A comparação dos diagramas de ETR da zona alterada e dos ortognaisses mostra uma diminuição dos ETR leves e um aumento dos ETR pesados na última (Figura 6.12). A Tabela 6.9 mostra os valores de elemento terras raras para as análises da zona de cisalhamento.

	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
AK506	17	23	3.26	15	5.2	0.26	8.3	2.6	22	5.5	23	4.04	27	5.32
AK501	5.6	14	2.02	10	4.1	0.28	7.9	2.5	19	4.8	19	3.35	23	4.28
AK500	21	28	3.42	12	3.2	0.27	5.97	1.7	13	3.2	12	1.99	13	2.32

Tabela 6.9 - Valores analíticos de elementos terras raras no xisto associado ao cisalhamento do Ortognaisse Açucena.

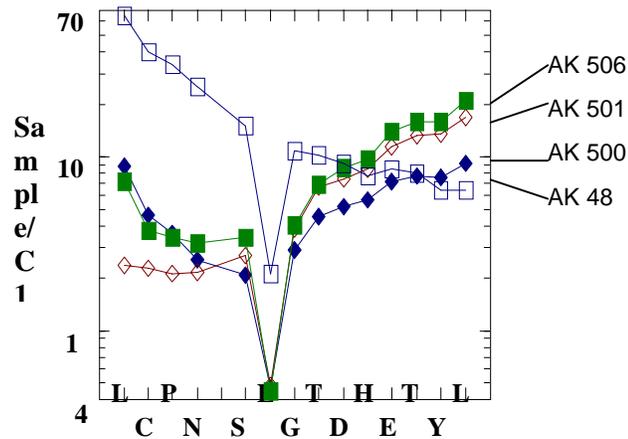


Figura 6.12 - Diagrama de ETR para as análises da zona de cisalhamento e do ortognaisse encaixante (quadrado azul vazado), normalizados pelo condrito.

Os principais pontos a salientar sobre o comportamento dos ETRs (Fig. 5.17), além de outros elementos químicos, das rochas da zona de cisalhamento, em relação ao Ortognaisse Açucena, e suas implicações para o modelo genético, são:

- (i) Relativamente ao padrão de ETR do Ortognaisse Açucena, as amostras da zona de cisalhamento exibem forte empobrecimento de ETRL, exceto La em duas amostras.
- (ii) Em relação aos ETRL, o padrão de ETRP mostra um constante enriquecimento, progressivamente em direção aos elementos mais pesados.
- (iii) Todas as amostras têm a mesma anomalia negativa de Eu, que é também demonstrado no padrão ETR do ortognaisse.
- (iv) O ligeiro enriquecimento de La (duas amostras), em relação ao padrão geral, reflete variação na composição mineralógica, em especial um menor conteúdo em granada, por exemplo, em função do padrão dos coeficientes de partição dos ETR na granada.
- (v) Um padrão de empobrecimento de ETRL reflete a diferenciação dos ETR mais móveis, ou seja leves, para fora do sistema rochoso original. Este empobrecimento relativo ao ortognaisse reflete a extração de ETRL desse sistema rochoso. Por conseqüência, o

enriquecimento dos ETRP, em relação aos ETRL, deve-se à relativa imobilidade geoquímica dos ETRP e a sua fixação no sistema rochoso original.

- (vi) Considerando que não existem evidências de ter havido fusão associada à formação dos xistos da zona de cisalhamento, interpreta-se que a diferenciação dos ETRL ocorreu através da interação com um fluido. Dessa forma, um fluido hidrotermal teria removido as ETRL, enriquecendo as rochas relativamente em ETRP, tendo cristalizado seus produtos ricos em ETRL e eventuais outros elementos móveis em outro local.
- (vii) Sendo assim, pode-se considerar as rochas ricas em granada da zona de cisalhamento como restito de um processo de intensa percolação de fluido hidrotermal. Os ETRs restantes, no restito (zona de cisalhamento), teriam se fixado nos minerais que mais eficientemente particionam ETR na sua estrutura. No caso, o mineral granada é o que mais concentra ETR e, portanto, o padrão geral dos ETR das amostras da zona de cisalhamento (Figura 6.13) assemelha-se ao padrão da granada, o que ainda explica o leve enriquecimento em La (especialmente em duas amostras).
- (viii) O enriquecimento de ETRP, ou seja imóveis, é condizente com o enriquecimento relativo de elementos maiores também imóveis, à exceção dos álcalis, como por exemplo Al_2O_3 e razão MgO/Fe_2O_3 .
- (ix) Da mesma forma, a proporção elevada de minerais ferro-magnesianos e aluminosos, em relação a quartzo e feldspato, também reflete a eficiência do fluido em dissolver elementos móveis e geral, além dos ETRL.
- (x) A lixiviação relativa de elementos móveis (inclusive SiO_2) e a ausência, in situ, de rochas enriquecidas nesses mesmos elementos (por ex. veios de quartzo) indicam sistema em desequilíbrio físico-químico, ou seja, que não alcançou reequilíbrio de balanço de massa químico na escala da atual cartografia.

Hanson (1980) e Grauch (1989) consideram a alteração hidrotermal um processo capaz de causar mudanças significativas no padrão de ETR em minerais, em diferentes temperaturas e pressões. Para Rollinson (1983), a alteração hidrotermal em geral não resulta em efeitos muito acentuados no comportamento dos ETR, a não ser em casos de alta razão fluido/rocha. Esses fatores apontam para condições de significativo desequilíbrio tectonotermal reinantes durante o metamorfismo do Ortognaisse Açucena neste local.

- (xi) Por outro lado, a fixação do potássio na biotita e a elevada razão $K_2O/Na_2O+O+CaO$ dessas rochas, comparativamente ao ortognaisse, sugere fluido com potencial reativo baixo para K_2O (baixo potencial químico para potássio).

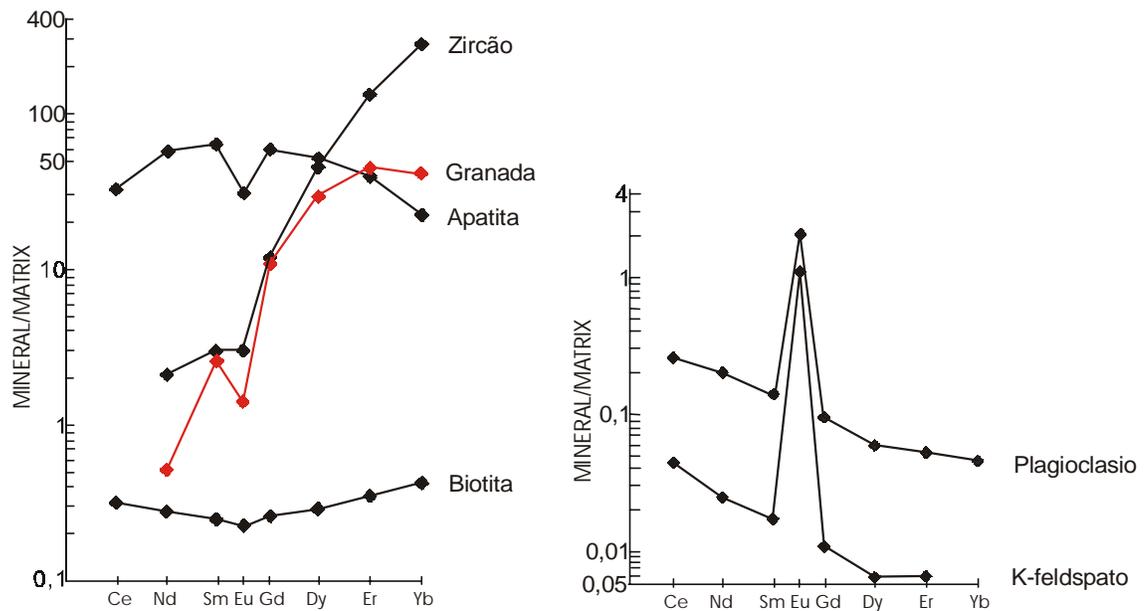


Figura 6.13 - Concentração de ETR nos minerais (Kd's) para dacitos e riolitos (Hanson, 1980).

6.3.4 – Reações Mineralis

As possíveis reações que podem ter ocorrido na zona de cisalhamento são dadas abaixo:

Biotita \longleftrightarrow sillimanita + quartzo + K-feldspato + opacos + vapor (Yardley, 1990)

Sillimanita + biotita \longleftrightarrow granada + cordierita + K-feldspato (Yardley, 1990)

Sillimanita + biotita \longleftrightarrow cordierita + estaurolita + moscovita (Yardley, 1990)

Al_2SiO_5 + gedrita \longleftrightarrow cordierita + estaurolita (Spear, 1995)

Al_2SiO_5 + gedrita \longleftrightarrow cordierita + granada (Spear, 1995)

Segundo Spear (1995), o campo de estabilidade dos pares **cordierita + estaurolita e cordierita + granada** são restritos a baixas pressões e altas temperaturas. Cabe ressaltar que cordierita é relativamente magnesianas, enquanto granada e estaurolita são relativamente ricas em ferro, padrão comumente encontrado em rochas que sofreram decompressão, restritos a pressões em torno de 5 kbar.

As reações:

$Al_2 SiO_5 + gedrita = cordierita + estaurolita$ e

$Al_2 SiO_5 + gedrita = cordierita + granada$, são evidenciadas em lâmina delgada por uma coroa ou manto ao redor da cordierita ou inclusões de ortoanfibólio em cordieritas, em rochas que contém estaurolita ou granada.

A associação **cordierita + granada ou estaurolita + fase K** requer a quebra da reação **$Al_2 SiO_5 + biotita$** , restritos para temperaturas relativamente altas:

$Al_2 SiO_5 + biotita = cordierita + granada + K-feldspato$

Em rochas de baixo K_2O , a assembléia **cordierita + granada e cordierita + estaurolita** tem um campo de estabilidade amplo, enquanto em rochas de alto K_2O o campo de estabilidade é restrito a paragêneses de alta temperatura.

A paragênese mineral encontrada na zona de cisalhamento descrita neste capítulo, também é observada a sul da área em foco, próximo à Nova Era (Machado 1998) e Santana do Alfié (Silva 1998), associados a metabásicas, que constituem a principal rocha hospedeira da esmeralda. Paragêneses semelhantes são descritas ainda por Yardley (1989), Moore & Waters (1990) e Pan & Fleet (1995).

Segundo Yardley (1989), rochas que contém anfibólios pobres em Ca, como as rochas constituídas de cordierita-antofilita, podem representar basaltos metamorfizados hidrotermalmente na fácies anfibolito. Cordierita-ortoanfibólio gnaissé é descrito por Pan & Fleet (1995), associado a sulfetos, em Ontário, Canada. A paragênese mineral dessa rocha é dada por gedrita (10-50%), cordierita (5-35%), granada (5-25%), biotita (5-20%), plagioclásio (0-10%) e quartzo (0-10%). Os cordieritas-ortoanfibólios com granada ocorrem na forma de diques discordantes com os gnaisses.

Silva (2000) identificou, durante o mapeamento da folha Coronel Fabriciano, dois tipos principais de rochas metamórficas hidrotermalizadas: biotititos e rocha quartzo-granatífera, não havendo uma associação entre elas, mas, estando estas, sempre próximo ao contato dos granitos Borrachudos com as rochas supracrustais do Supergrupo Rio das Velhas. O biotitito é descrito como uma rocha de granulação fina a média, exibindo localmente agregados lenticulares de

feldspato. A rocha quartzo-granatífera hidrotermalizada é descrita como apresentando textura grossa a muito grossa, contendo cristais de granada com tamanho de 5 cm. A paragênese é dada por biotita, quartzo, granada, clorita, cummingtonita/grunerita, tremolita/actinolita, plagioclásio, hornblenda, mica branca, carbonato, argilomineral, apatita, zircão e opacos. Nesta região ocorrem diversas mineralizações de esmeralda, associadas a estas litologias.

Essas zonas de alteração assemelham-se àquelas descritas por Machado (1998) na região de Nova Era, e hospedam as ocorrências de esmeralda. Entretanto, apesar da semelhança com a paragênese mineral da zona de alteração estudada neste trabalho, origina-se da alteração de rochas básicas/ultrabásicas.

6.4- Geoquímica Isotópica do Nd

6.4.1 - Introdução

Análises Sm/Nd foram efetuadas em granada e rocha total de uma zona de cisalhamento com *alteração hidrotermal* que ocorre na porção oeste da folha Ipatinga, descrita no ítem 3.6. Isócronas Sm-Nd em minerais, notadamente a granada, tem sido largamente utilizadas na datação de eventos metamórficos de médio e alto grau (Vance *et al.* 1989, Getty *et al.* 1993). Apesar da relativa imobilidade dos ETR, esta pode se dar em tais eventos de forma a promover a reomoogenização isotópica parcial ou total do sistema. No exemplo estudado, este processo foi provavelmente facilitado pela extensa circulação de fluidos hidrotermais. Por outro lado, variações no coeficiente de partição causam variações consideráveis nas razões Sm/Nd nas granadas, como demonstrado nas análises.

Quatro granadas foram analisadas, coletadas na Faixa 03 da zona de cisalhamento (Tabela 6.10). Esta faixa é caracterizada por uma matriz de biotita com cristais rombododecaédricos de granada de 2 a 3 cm. Feldspato e quartzo ocorrem subordinadamente. Em lâmina delgada observa-se que a granada cresce as custas da biotita. Inclusões de biotita e quartzo são freqüentes e não foram separadas no processo de moagem da amostra. Vance & O'Nions 1990, obtiveram resultados satisfatórios sobre o zoneamento de granada por análise de isótopos Sm-Nd e Rb-Sr com as granadas apresentando inclusões de rutilo e epidoto.

Foram realizadas análises de rocha total para 2 amostras da Faixa 01 (AK 501 e AK 506) e de uma amostra de ortogneisse milonitizado da lapa da zona (AK 500). Essa faixa apresenta a granada de maior tamanho, com cristais de até 9 cm de diâmetro, em meio a matriz composta de biotita, anfibólio radial e sillimanita, em grandes cristais, além de cordierita, quartzo, feldspato e estaurolita.

Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} (\pm 1\sigma)$	TDM (Ma)
GRT1	3,490	4,896	0,4309	0,513140 (14)	3288
GRT2	5,567	4,335	0,7762	0,514340 (22)	
GRT3	4,594	5,086	0,5460	0,513481 (16)	
GRT4	8,013	3,175	1,526	0,516846 (16)	
AK 506	5,620	17,09	0,1988	0,512169 (09)	
AK 501	5,020	11,408	0,2660	0,512546 (15)	
AK 500	3,043	12,403	0,1483	0,511652 (18)	

Tabela 6.10 – Dados isotópicos Sm/Nd. GTR – granadas; AK 501 e AK 506 – zona de alteração; AK 500 – ortognaisse milonitizado.

6.4.2 – Metodologia empregada

As amostras foram preparadas no laboratório de preparação de amostras da UFMG, onde passaram pelo britador e em seguida pelo moinho na panela de widea. De posse deste material, o pó foi enviado para UNB, onde foi feita a separação do Sm e Nd.

A parte laboratorial da UNB contou com uma etapa de dissolução das amostras, mediante ataques com solução com 4 ml de HF concentrado e 250 μl de HNO_3 concentrado e uma etapa de troca catiónica com resina Bio-Rad 8x, visando a separação dos elementos terras raras da amostra.

6.4.3 - Resultados Obtidos

Os dados isotópicos de Nd da amostra do ortognaisse milonitizado (AK 500), quando comparado com valores obtidos para os granitos e vulcânicas ácidas da Suíte Borrachudos, obtidos neste trabalho e por Dussin T. (1994), apresenta acentuado empobrecimento em Sm e Nd, mas uma razão Sm/Nd mais elevada (Tabela 6.11).

Amostras	Sm	Nd	Sm/Nd
S. Borrachudos	8,14 - 22,74	40,89 – 118,95	0,199 – 0,233
S. Borrachudos	13 - 27	95 -142	0,190 – 0,200
Vulcânicas ácidas	23,18 – 36,56	122,28 – 182,35	0,190 - 0,218
AK 500	3,04	12,4	0,245

Tabela 6.11 – Dados isotópicos do Nd para a região.

Este fato indica que, além da acentuada mobilização dos ETRs experimentada pelo granito milonitizado durante o processo de alteração hidrotermal, ocorreu também fracionamento entre Sm e Nd. O valor da razão $^{147}\text{Sm} - ^{144}\text{Nd}$, igual a 0,1483, está acima dos valores crustais típicos. Uma idade modelo TDM de 3,3 Ga foi obtida para o granito milonitizado da amostra AK 500, mas este valor está superestimado em função do fracionamento. Os valores de TDM obtidos por Dussin I. (1994) para a Suíte Borrachudos situam-se entre 2,8 e 3,0 Ga.

Uma regressão por todos os pontos analisados não fornece uma isócrona. Por outro lado, a regressão pelas quatro análises de granada, mais a amostra da faixa 1 da zona de alteração (Amostra AK 501), pelo método de York, fornece uma idade isocrônica de 521 ± 17 Ma (MSWD=19, 2 δ). Este valor é coerente com uma isócrona obtida unicamente a partir dos dados de granada (Figura 6.14), que forneceu uma idade de 519 ± 31 Ma (MSWD=25). Aparentemente, o equilíbrio isotópico entre as granadas e rocha total apenas foi alcançado na Faixa 01, onde a razão fluido/rocha foi maior, como evidenciado pelas grandes dimensões dos minerais neoformados. Para as amostras AK 500 e AK 506 a reomogenização isotópica pode ter sido apenas parcial.

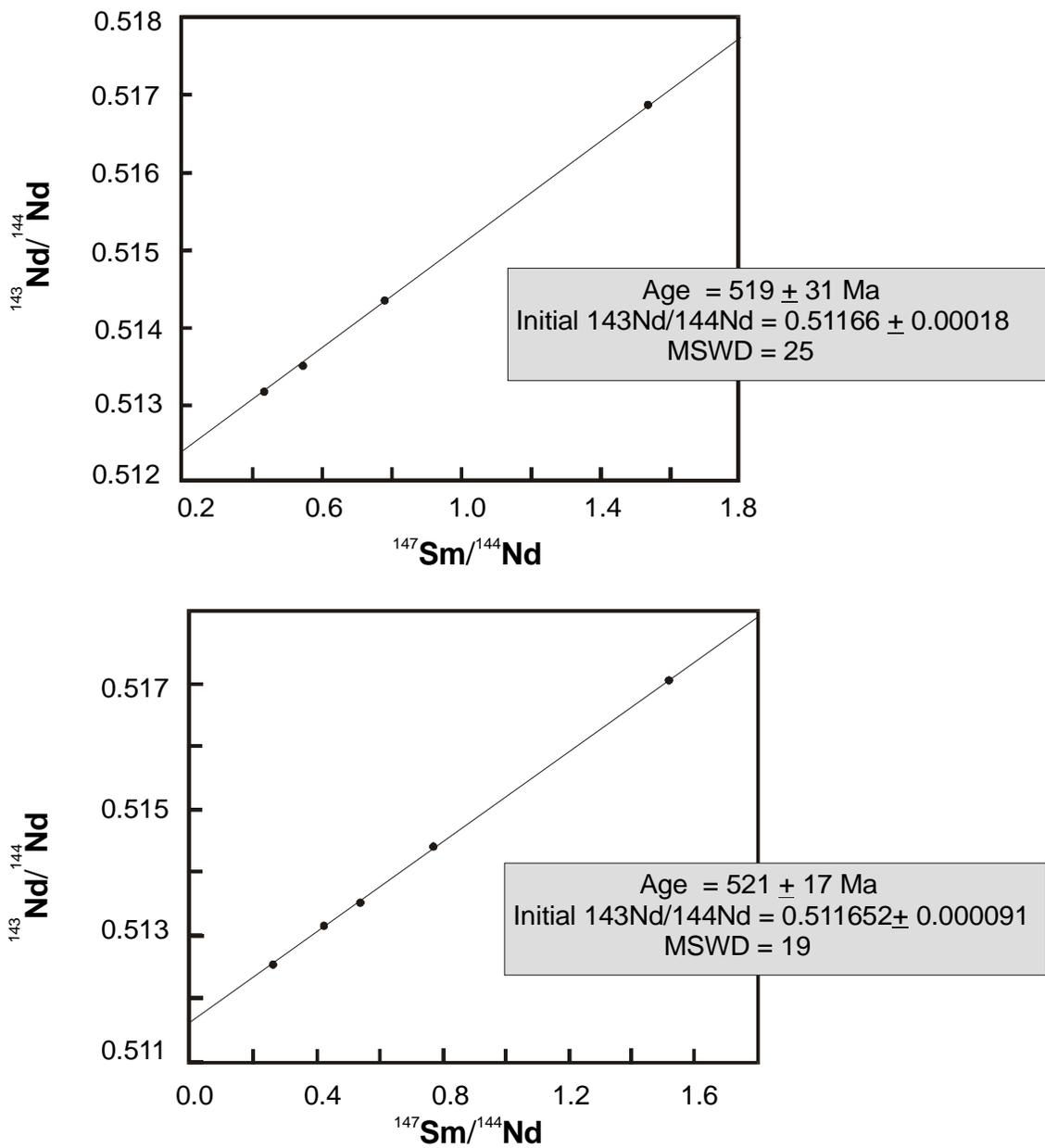


Figura 6.14 – Sm-Nd isócrona de granada e rocha total indicando idades Brasilianas para os processos metassomáticos.

6.4.4 - Discussão

A região situada entre a Faixa Araçuaí e o Cinturão Costeiro há muito foi considerada como uma área relativamente estável ao Evento Brasileiro. Sendo assim, atribuía-se a principal deformação existente a eventos tectônicos anteriores ao Brasileiro, sendo este último pouco significativo na história evolutiva da região. Evidências geocronológicas da atuação do Evento Brasileiro foram obtidas por Machado *et al.* (1989) em titanita e sobrecrescimento de zircão, obtendo uma idade de 512 Ma. Recentemente, Fernandes (2001) obteve o registro de 620 Ma, dado pelo intercepto inferior da curva da discórdia delineada pelos zircões do granito Morro do Urubu. Estes dados, aliados as idades obtidas neste trabalho, mostram a importância do Evento Brasileiro como responsável pela estruturação tectônica hoje encontrada.

CAPÍTULO 7 - Conclusão

Os resultados obtidos nesta dissertação contribuem para o entendimento do embasamento da Faixa Araçuaí na região de Ipatinga, MG, principalmente no que diz respeito ao Ortognaisse Açucena. Este, é associado a Suíte Borrachudos por suas características estruturais, petrográficas e geoquímicas e, ainda, por representar a continuidade física do Granito Itauninha. Portanto, o Ortognaisse Açucena é de idade 1.59 Ga, conforme datação feita por Dussin *et al.* (1993), para o Granito Itauninha. O Complexo Mantiqueira, Supergrupo Rio das Velhas e a Suíte Borrachudos constituem o embasamento da Faixa Araçuaí. O Grupo Dom Silvério e o Grupo Rio Doce possuem continuidade física e, assim, constituem a mesma unidade geológica, relacionada ao Neoproterozóico.

A deformação ocorrida na área de estudos mostrou ser produzida por diferentes fases/etapas deformacionais, tendo o Evento Brasileiro como o principal responsável por esta estruturação regional. Este evento associa-se a uma fase de encurtamento crustal com arqueamento geral da estrutura do plúton Açucena, seguido de falhamentos reversos com vetores tectônicos para WSW e retrocavalgamento com vetores tectônicos para SE. Esta compressão provocou o amalgamento das rochas do Supergrupo Rio das Velhas e Complexo Mantiqueira.

Os retrocavalgamentos com vetores tectônicos para SE constituem a estrutura geológica mais importante, do ponto de vista econômico. A estes são associados os pegmatitos e uma zona de cisalhamento cortando o Ortognaisse Açucena.

A zona de cisalhamento é preenchida por um xisto, composto por granada, biotita, cordierita, anfibólio, sillimanita, quartzo, estauroлита e feldspato. A assembléia mineral é formada por alteração hidrotermal, através de contínuas mudanças texturais, químicas e mineralógicas, como função da interação rocha/fluido. O Ortognaisse Açucena apresenta elevado conteúdo em ETR e anomalia negativa de Eu, bastante semelhante ao padrão de ETR da zona de cisalhamento. Este fato sugere que o protólito da faixa hidrotermalizada é o ortognaisse.

As análises dos diagramas de ETR da faixa hidrotermal e do ortognaisse mostram uma diminuição dos ETR leves e um aumento dos ETR pesados. O mecanismo utilizado pode ter sido por intermédio da saída do feldspato do sistema, levando consigo ETRL e, concentração de ETRP em granadas. A diferenciação dos ETRL ocorreu através da interação com o fluido. Dessa forma, um fluido hidrotermal teria removido as ETRL, enriquecendo as rochas relativamente em ETRP, sendo assim, pode-se considerar as rochas ricas em granada da zona de cisalhamento como restito de um processo de intensa percolação de fluido hidrotermal.

Esta zona de cisalhamento foi datada pelo método Sm/Nd no qual obteve-se idades brasileiras para a deformação da rocha. Os dados de campo, aliados aos dados isotópicos acima mencionados, levam a interpretação de que o Evento Brasileiro foi atuante na região conhecida como Bloco Guanhães ou Complexo Guanhães, produzindo anatexia.

As alterações ocorridas na zona de cisalhamento são feitas a partir de reações da biotita: biotita \Leftrightarrow sillimanita + quartzo + K-feldspato + opacos + vapor, seguido de sillimanita + biotita \Leftrightarrow granada + cordierita + K-feldspato ou Al_2SiO_5 + gedrita \Leftrightarrow cordierita + estauroлита. A biotita pode ter sido segregada por eventos tectônico/metamórficos na zona de cisalhamento.

Os pegmatitos por sua vez, em geral não possuem deformação, são lenticulares e zonados e são explorados para águas-marinhas. Situam-se na borda oeste da área, associados ao Domínio Estrutural IV.

CAPÍTULO 8 - BIBLIOGRAFIA

- Abel-Rahman A. M. 1994 . Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. *Journal of Petrology*, **35**: 525-541
- Abreu S. F · 1973 · *Recursos Minerais do Brasil*. São Paulo, Edgar Blucher, **2**: 754p.
- Alkmin F. F., Brito Neves B. B. de & Alves J. C · 1993 · Arcabouço Tectônico do Cráton São Francisco - uma revisão In: Dominguez J. M. L. & Misi A. (ed.) *O Cráton do São Francisco*, Salvador, SBG/SGM, 45-62
- Alkmin F. F. & Marshak S · 1998 · Transamazonian Orogeny in the Southern São Francisco Craton Region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Research*, **90**: 29-58
- Almeida F. F. M · 1977 · O Cráton do São Francisco. *Rev. Bras. de Geociências*, **7**: 349-364
- Almeida F. F. M. & Hasui Y · 1984 · *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgard Blucher Ltda., 292-302
- Almeida F. F. M., Hasui, Y., Rodrigues E. P. & Yamamoto J. K · 1978 · A faixa de Dobramentos Araçuaí na Região do Rio Pardo. In: SBG, Cong. Bras. de Geol. 33, Recife, Anais, **1**: 270-283
- Almeida F. F. M. & Litwinski N · 1984 · Província Mantiqueira, Setor Setentrional. In: Almeida, F. F.M. & Hasui Y. (ed.) *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgar Blücher Ltda., 282- 307
- Almeida F. F. M., Hasui Y., Brito Neves B. B. & Fuck, R · 1981 · Brazilian Structural Provinces; An Introduction. *Earth Sc. Rev.*, **17**: 1-29
- Almeida Abreu P. A · 1995 · O Supergrupo Espinhaço da Serra do Espinhaço Meridional (Minas Gerais): o Rift, a Bacia e o Orógeno. *Geonomos*, **1**, **3**: 1-18
- Azor A., Simancas F., Exposito I., Lodeiro F. G. & Poyatos D. J. M · 1997 · Deformation of garnets in a low-grade shear zone. *Journal of Structural Geology*, **9**, **19**: 1137-1148

- Baars F. J · 1990 · *Geologic and Petrologic Evidence for Granulite Facies Partial Melting in the Garies-Platbakkies Supracrustal Gneiss Belt, Namaqualand Metamorphic Complex, South Africa*. University of Cape Town, South Africa, Master Science, 128p.
- Baars F. J. & Fonseca E · 1995 · *Geologia da Folha São Sebastião do Maranhão, Minas Gerais*. COMIG/UFMG. 93 p.
- Barbosa O · 1954 · Evolution du Geossinclinal Espinhaço. In: International Geological Congress, 18, Alger., p.2-27
- Barbosa A. L. M., Grossi-Sad J. H., Torres N., Melo M. T. V · 1964 · *Geologia das quadrículas de Barra do Cuieté e Conselheiro Pena, Minas Gerais*. Belo Horizonte, DNPM/GEOSOL, 285p. (relatório inédito)
- Barbosa A. L. M., Grossi-Sad J. H., Torres N., Melo M. T. V · 1966 · *Geologia da Região do Médio Rio Doce*. Rio de Janeiro, Soc. Bras. Geol., 1-10p.
- Brandalise L. A · 1991 · *Mapeamento da folha Ponte Nova, SF.23-X-B-II, Estado de Minas Gerais, escala 1:100 000*. Belo Horizonte: DNPM/CPRM, 161p. (Relatório final / PLGB-Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil)
- Brito-Neves B. B., Kawashita K., Delhal J · 1979 · A evolução geocronológica da Cordilheira do Espinhaço: dados novos e integração. *Rev. Brás. Geoc.*, 9, 1: 71 – 85
- Brito Neves B. B. & Cordani U. G · 1991 · Tectonic Evolution of South America During The Late Proterozoic. *Precamb. Res.*, 53: 23-40
- Brito Neves B. B · 1995 · *Crátons e Faixas Móveis*. São Paulo, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1: 187p. (Série didática)
- Brueckner H., Cunningham W. D., Alkimim F. F., Marshak S · 1998 · Implications of New Precambrian Sm-Nd Dates from the Quadrilátero Ferrífero and Adjacent Araçuaí Orogen. International Conference on Precambrian and Craton Tectonics, 14th International conference on Basement Tectonics. Ouro Preto, MG, *Abstracts*, 24-25
- Campos Neto M. C. & Figueiredo C. H · 1992 · A Orogênese Rio Doce. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 37, São Paulo, *Anais*, 276-277

- Carneiro A. C., Noce C. M., Teixeira W · 1995 · Evolução policíclica do Quadrilátero Ferrífero: uma análise fundamentada no conhecimento atual da geocronologia V-Pb e geoquímica isotrópica Sm - Nd. *Revista da Escola de Minas*. Ouro Preto, 48, 4: 264-273
- Carneiro F. A. & Romeiro J. C · 1994 · *Mapeamento Geológico de um Corpo Granitóide do tipo Borrachudos, na região de Dolores de Guanhanes, MG*. Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Trabalho de Graduação, 33p.
- Carvalho J., B · 1997 · *Petrologia de Xenólitos Mantélicos da Província do Alto Parnaíba, Minas Gerais*. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Tese de Doutorado, 395p.
- Carvalho J. B. & Pereira L. M. M · 1997 · Caracterização Petrográfica das rochas graníticas e Charnockíticas da porção leste do Estado de Minas Gerais, baseada em dados Petrográficos. In: SBG, Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 9, Ouro Preto, *Anais*, Boletim 14: 98-100
- Cerný P · 1991 · Rare-Element Granitic Pegmatites, Part 2 - Regional to Global Environments and Petrogenesis, *Geoscience Canada*, 18: 68-81
- Chemale Jr., F · 1987 · Gênese das Rochas Graníticas do Tipo Borrachudos. In: SBG, Congr. Bras. Geoquímica, Porto Alegre, 1: 171-186
- Chemale Jr., F., Quade H. & Schmus W. R. V · 1998 · Petrography, geochemistry and geochronology of the Borrachudos and Santa Bárbara metagranites, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Zbl. Geol. Palaont*, Stuttgart, I, 3-6: 739-750
- Collins W. J., Beans S. D., White A. J. R., Chappell B. W. 1982 . Nature and Origin of A-Type Granite with particular reference to Southeast Australia. *Contr. Mineral Petrol.*, 80: 189-200
- Condie K. C · 1989 · *Plate Tectonics & Crustal Evolution*. 3 ed. London, Pergamon Press., 474p.
- Cunningham W. D., Marshak S., Alkimim F. F · 1996 · Structural style of basin inversion at mid-crustal levels: two transects in the internal zone of the Brasiliano Araçuaí Belt, Minas Gerais, Brazil. *Precambrian Research*, 77: 1-15
- Dallwing R., Hoppe A., Klein H · 1983 · Ocorrência de granada - anfibólito e hornblenda - websterito na Região de Guanhanes, leste de Minas Gerais. SBG, Simp. Geol. Minas Gerais, 2, Belo Horizonte, *Anais*, 115-127

Davis G., H · 1984 · *Structural Geology of Rocks and Regions*. USA, John Wiley & Sons, 492p.

Deer W. A., Howie R. A., Zussman J · 1965 · *Minerais Constituintes Das Rochas - Uma Introdução*. Lisboa, Fundação Calouste Gulbenkian. Título Original An Introducton to the Forming Minerals. 558p.

Dorr J. V. N · 1969 · *Phisiographic, stratigraphic and strutural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil*. Washington, U.S. Geological Survey Professional Paper, 641-A

Dorr J. V. N. & Barbosa A. L. M · 1963 · *Geology and ore deposits of the Itabira District, Minas Gerais, Brazil*. Washington, U.S. Geological Survey Professional Paper, 341-C, 110p.

Dossin I. A., Dossin T. M., Charvet J., Chemale Jr., F · 1992 · *Tectoníque du Proterozoïque supérieur au Sud-Est du Craton São Francisco (Minas Gerais, Brésil)*. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t.315, 2: 629-636

Dossin I. A., Dossin T. M., Charvet J · 1993 · *The Proterozoic Structural Evolution of Espinhaço Region, Southeastern Border of the São Francisco Craton (Minas Grerais, Brazil)*. E. U. G., VII, Strasbourg, *Abstract*, p.315

Dussin I. A · 1994 · *Evolution Struturale de la Region de L'Espinhaço Meridional, Bordure Sud-Est du Craton San Francisco - Brésil. Tectonique Superposées au Proterozoïque*. L'Université D'Orléans, Orléans, Tese de Doutorado.

Dussin T. M · 1994 · *The Borrachudos Suite, Mezoproterozoic A-type Granitic Magmatism in the São Francisco Craton (SE Brazil)*. In: *Associações vulcano- plutônicas de l'Espinhaço Meridional (SE - Brésil)*. Université d'Orleans, Orléans, Tese de Doutoramento.

Ebert H · 1956 · *Estratigrafia do Pré- Cambriano*. DGM, Rio de Janeiro, (Relatório anual)

Endo I · 1997 · *Regimes Tectônicos do Arqueano e Proterozoico no Interior da Placa Sanfranciscana: Quadrilátero Ferrífero e Adjacências, Minas Gerais*. Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutoramento, 243p.

Essene E., J · 1986 · *Geologic Thermometry and Barometry*. In Ferry J., M., *Characterization of Metamorphism through Mineral Equilibria. Reviews in Mineralogy*, 10: 153-196

- Evensen N. M., Hamilton P. J., O'Nions P. K. 1978 . Rare Earth abundances in chondritic meteorites. *Geoch. Cosmoc. Acta.* **42**: 1199-1212
- Faure G · 1986 · *Principles of Isotope Geology*. 2 ed. Canada, John Wiley & Sons, p200-216
- Fernandes M. L. V · 2001 · *O Granito Borrachudos entre Guanhões e Dores de Guanhões: Gênese e Evolução*. Universidade Federal do Rio da Janeiro, Rio de Janeiro, Tese de Doutorado.
- Fernandes M. L. S., Marciano V. R. P. R., Oliveira R. C., Correia Neves J. M., Dilascio M. V· 1994 · Granitos Borrachudos: um exemplo de granitogênese anorogênica na porção central do estado de Minas Gerais. Belo Horizonte. *Geonomos*, 2, **2**: 23-29
- Fichel D. P., Pimentel M. M., Fuch R. A., Costa A. G., Rosière C. A · 1998 · Geology and Sm-Nd Isotopic Data for the Mantiqueira and Juíz de Fora Complex (Ribeira Belt) in the Abre Campo - Manhuaçu Region, Minas Gerais, Brazil. International Conference on Precambrian and Craton Tectonics. International conference on Basement Tectonics, 14, Ouro Preto, MG, *Abstracts* 21-23
- Fonseca M. J. G., Silva Z. C. G., Campos D. A., Tosato P. 1979 . *Mapa e texto explicativo das folhas Rio de Janeiro, Vitória e Iguapé, na escala 1:1000.000*. DNPM, Brasil
- Fontes C. Q., Netto C., Costa, M. R. A. *et al* · 1978 · *Projeto Jequitinhonha; relatório final*. Belo Horizonte: DNPM/CPRM, **10**
- Fuck R. A., Jardim de Sá E. F., Pimentel M. M., Dardenne M. A., Pedrosa Soares A. C · 1993 · As Faixas de Dobramentos Marginais do Cráton do São Francisco : Síntese dos Conhecimentos. In: Dominguez J. M. L. & Misi A. (ed.) *O Cráton do São Francisco*. Salvador. SBG/SGM, 161-185
- Getty S., Selverstone J., Wernicke B., Jacobsen S. 1991 . Sm-Nd dating of multiple garnet growth events and arc-continent collision, Salmon River suture zone, western Idaho. *Geological Society of America*, 23, **5**: 191p.
- Grauch R. I. 1989 . Rare earth elements in metamorphic rocks. *Reviews in Mineralogy*, **21**: 147-167

- Green T. H · 1977 · Garnet in silic liquids and its possible use a P-T indicator. *Contribution Mineral Petrology*, **65**: 59-67
- Grossi Sad J. H · 1993 · *Geologia da Folha Guanhães, Minas Gerais*. Projeto Espinhaço, UFMG, Belo Horizonte, MG. 117p.
- Grossi Sad J. H. & Dutra, C. V · 1966 · Idades chumbo-alfa de zircões de rochas infra e supracrustais do estado de Minas Gerais. *Boletim do Instituto de Geologia, Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto*, Ouro Preto, 314,1: 181-188
- Grossi Sad J. H., Chiodi Filho C., Santos J. F., Magalhães J. M. M., Carelos P. M · 1990a · Geoquímica e origem da formação ferrífera do Grupo Guanhães, Distrito de Guanhães, MG, Brasil. SBG, Congr. Bras. Geol., 36, Natal, *Anais*, **3**: 1241-1253
- Grossi Sad J. H., Chiod Filho C., Santos J. F., Magalhães J. M. M., Carelos P. M · 1990b · Duas Suítes Graníticas do Bordo Sudeste do Cráton Sanfrasciscano, em Minas Gerais: Petroquímica e Potencial Metalogenético. SBG, Congr. Bras. de Geol., 36, Natal, *Anais*, **4**: 1836-1848
- Hanson G. N. · 1980 · Rare Earth Elements in Petrogenetic Studies of Igneous Systems. *Earth Planet Science*, **8**: 371-406
- Haralyi N. L. E. & Hasui Y · 1982 · The gravimetric information and the archean-proterozoic structural framework of eastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 12, **1-3**: 160-166
- Hawthorne F. C. 1983 . The crystal chemistry of the amphiboles. *Can. Mineral*, **21**: 173-480
- Henderson P · 1984 · *Rare Earth Element Geochemistry*. New York, Elsevier, 499p.
- Herz N · 1970 · Gneissic and igneous rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. Washinton, U.S. Geological Survey Professional Paper, 641-B: 1-58
- Hobbs B. E., Means W. D., Williams P. F · 1976 · *An Outline of Structural Geology*. Inc.USA, John Wiley & Sons, 571p.
- Iwata S. A · 2000 · *Aspectos genéticos e características mineralógicas do crisoberilo das lavras de Esmeraldas de Ferros e Hematita – MG*. Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado

- Kanig M. 1985 . *Die Verteilung von Haupt-und Spurenelementen in lateristischen Boden uber granitischen Gesteine, Borrachudos, Santa Bárbara (Minas Gerais, Brasilien)*. Deplomarb. Inst. Min. Largest, Aachen, 229p.
- Klumb-Oliveira A. A. & Leite C. A . 2000 . *Mapeamento geológico da folha Ipatinga, escala 1:100.000*. Projeto Leste, Belo Horizonte, Serviço Geológico do Brasil, Companhia Mineradora de Minas Gerais. 1 CD ROM
- Klumb-Oliveira A. A., Noce C. M., Lobato L. M. 2000 . Structural Evolution and Shear-Related Metamorphism of the Borrachudos Granitic Suite during the Brasiliano Orogeny. In: International Geological Congress, 31, Rio de Janeiro, RJ, 1 CD ROM
- Klumb-Oliveira A. A. & Noce C. M. 1999 . Estruturação Tectônica do Embasamento da Faixa Araçuaí na Região de Ipatinga, MG. In: Sociedade Brasileira de Geologia, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 7, Lençóis, Bahia, *Anais*, 38-41
- Leake B. E. *et al.* 1997 . Nomenclature of Amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. *The Canadian Mineralogist*, **35**:219-246
- Legrand J. M. & Magini C . 1992 . Avaliação das condições termodinâmicas e dos movimentos de matéria na transformação de um granito em um moscovita-quartzito numa zona de cisalhamento. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 37, São Paulo, *Anais*, 433-435
- Lipin B. R. & Mckay G. A . 1989 . Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements. *Reviews in Mineralogy*, **21**: 348p.
- Lister G. S. & Davis G . 1989 . The origin of metamorphic core complexes and dataachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, U.S.A. *Journal of Structural Geology*, 11, **1-2**: 65-94
- Lobato L. M. & Pedrosa Soares A. C . 1993 . Síntese dos recursos minerais do Cráton do São Francisco e faixas marginais em Minas Gerais. *Geonomos*, 1, I : 51-64
- Machado G. A. A . 1998 . *Jazidas de Esmeralda de Capoeirana e Belmont – MG: Geologia, Petrogênese e metalogênese*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 294p.

- Machado N. & Noce C. M. A · 1993 · A evolução do Setor Sul do Craton do São Francisco entre 3,1 e 0,5 Ga baseada em geocronologia U-Pb. In: SBG, Simpósio do Craton do São Francisco, 2, Salvador, *Anais*, 100-102
- Machado N., Scharank A., Abreu F. R., Kanuer L. G., Almeida Abreu P. A · 1989 · Resultados preliminar da geocronologia U/Pb na Serra do Espinhaço Meridional. In: SBG, Simp. Geol. Minas Gerais, Belo Horizonte, *Anais*, **10**: 171-174
- Marshak S. & Alkmin F. F · 1989 · Proterozoic Contraction/ Extensional Tectonics of the Southern São Francisco Region, Minas Gerais, Brazil. *Tectonics*, **8**, **3**: 555-571
- Moore J. M. & Waters D. J. 1990. Geochemistry and origin of cordierite-orthoamphibole/ orthopyroxene-phlogopite rocks from Namaqualand, South Africa. *Chemical Geology*, **85**, **1-2**: 77-100
- Motoki A. & Vargas T · 1994 · Até que ponto as zonas de fraquesa crustais são essenciais ao magmatismo continental? In: SBG, Congres. Bras. Geol., **38**, **3**: 16-17
- Muller G., Hõhndorf A., Lauenstein H. J., Lenz H · 1986 · Petrological and Geochemical data on a high-metamorphic Archean BIF - bearing rock sequence near Guanhões, Minas Gerais, Brazil. *Geol. Jb.*, 3-20
- Nalini Jr. H., Bilal E., Correia Neves J. M · 1995 · Considerações preliminares sobre as condições de pressão e temperatura de cristalização dos granitoides da região de Galiléia, Minas Gerais. In: SBG, Simpósio de Geologia de Minas Gerais, **8**, *Anais*, **13**: 77 - 78
- Noce C. M · 1995 · *Geocronologia dos eventos magmáticos, sedimentares e metamórficos na região do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais*. São Paulo. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 128p.
- Noce C. M · 1988 · Evolução Estrutural da Faixa Setentrional do Grupo São João Del Rei, Minas Gerais. *Rev. Bras. Geoc.*, **18**, **4**: 398-405
- Noce C. M · 1987 · *Estudo geológico-estrutural do Grupo São João Del Rei na região de Tiradentes-Barroso-Barbacena (Minas Gerais), e considerações sobre seu embasamento*. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 156p.

- Noce C. M. , Teixeira W., Quéméneur J. J. G., Martins V. T. S., Bolzachini E. 2000 . Isotopic signatures of Paleoproterozoic granitoids from the southern São Francisco Craton and implications for the evolution of the Transamazonian Orogeny. *South American Earth Sciences*, **13**: 225-239
- Noce C. M., Teixeira W., Carneiro M. A., Machado N . 1998 . U-Pb zircon Ages and Sm-Nd Signatures of Basement Rocks in the Southern São Francisco: Implication for Archean Crustal Evolution..Abstracts. International Conference on the Precambrian and Craton Tectonics, International Conference on Basement Tectonics, 14, Ouro Preto, *Anais*, 152-154
- Oliveira M. J. R., Pinto C. P., Féboli W. L . 1997 . Integração de Dados Estruturais do Leste Mineiro. In: SBG, Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 9, Ouro Preto, Boletim 14, 72-3
- Oliveira M. J. R., Pinto C. P., Féboli W. L., Santos R. A . 1997 . *Geologia Estrutural e Tectônica*. Projeto Leste, Relatório Integrado, etapa I, 63p.
- Olivo G., R., Gauthier M., Gariépy C., Carignan J . 1996 . Transamazonian tectonism and Au-Pd mineralization at the Cauê Mine, Itabira District, Brazil: Pb isotopic evidence. *Journal of South American Earth Sciences*, 3/4, **9**: 273-279
- Pan Y. & Fleet M. E . 1995 . Geochemistry and origin of cordierite-orthoamphibole gneiss and associated rocks at an Archean volcanogenic massive sulphide camp: Manitouwadge, Ontario, Canada. *Precambrian Research*, **74**: 73-89
- Park R. G . 1986 . *Foundations of Structural Geology*. New York, Chapman and Hall, 135p.
- Paterson S. R., Vernon R. H., Tobisch O. T . 1989 . A review of criteria for identification of magmatic and tectonic foliation in granitoids. *Journal of Structural Geology*, 3, **11**: 349-363
- Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G. 1984 . Trece elemente discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, **25**: 956-983
- Pedrosa Soares A. C., Noce C. M., Wiedemann C., Pinto C. P. 2001 . The Araçuaí-west-Congo Orogen in Brazil: an overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. *Precambrian Research*, **110**: 307-323

- Pedrosa Soares A. C., Wiedemann C., Fernandes M. L. S., Ferreira J. C. H · 1999 · Geotectonic significance of the Neoproterozoic granitic magmatism in the Araçuaí Belt, Eastern Brazil: a model and pertinent questions. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**: 59-66
- Pedrosa Soares A. C., Vidal P., Leonardos O. H., Brito-Neves B. B · 1998 · Neoproterozoic oceanic remnants in eastern Brazil: Further evidence and refutation of an exclusively ensialic evolution for the Araçuaí-West Congo orogen. *Geology*, **26**: 519-522
- Pedrosa Soares A. C. & Noce C. M · 1998 · Where is the suture zone of the Neoproterozoic Araçuaí-West Congo Orogen? International Conference on Precambrian and Craton Tectonics, International Conference on Basement Tectonics, 14, Ouro Preto, *Abstract*, 35-37
- Pedrosa Soares A. C., Dardene M. A., Hasuy I., Carvalho M. V. A., Reis A. C · 1994 · *Mapa geológico do Estado de Minas Gerais, escala 1:1.000.000*. Belo Horizonte, COMIG. 1 CD Room
- Pedrosa Soares A. C., Noce C. M., Vidal Ph, Monteiro R. L. B. P., Leonardos O. H · 1992 · Towards a new tectonics model for the Upper Proterozoic Aracuaí (SE Brazil) - West Congolian (SW Africa) Belt. *J. South Amer. Earth Sc.*, 1/2, **6**: 33-47
- Pedrosa Soares A. C., Noce C. M., Monteiro R., Mourão M. A. A., Lima A. J · 1990 · A evolução monocíclica da Faixa Aracuaí no Médio Jequitinhonha: evidência estratigráficas, estruturais e metamórficas. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 3, Natal, *Resumos*, 292
- Pereira L. & Zucchetti M · 1998 · *Relatório de Petrografia*. Projeto Leste: mapeamento geológico, cadastramento de recursos minerais da região leste de Minas Gerais, etapa II, Serviço Geológico do Brasil, Belo Horizonte, MG, 154p. (relatório interno)
- Perez Aguiar A. & Juliani C · 1994 · Petrografia de granada-cumingtonita anfíbolitos da Serra do Itaberaba. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Camboriú, SC, *Anais*, 98-99
- Pinto C. P., Pedrosa Soares A. C., Wiedemann C. 1998 . Mapa geológico da porção brasileira do Orógeno Araçuaí-Oeste Congo. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, MG, *Anais*, p. 37
- Pinto C. P., Drumond J. B. V., Féboli W. L · 1998 · *Relatório Integrado da Geologia do Leste de Minas Gerais*. Projeto Leste: mapeamento geológico, cadastramento de recursos minerais da região leste de Minas Gerais, etapa 1, Serviço Geológico do Brasil, Belo Horizonte, MG, 154p.

- Pimentel M. M., Fuck R. A. & Yunges S · 1998 · New Sm-Nd Isotopic Constraints for the Age of Metamorphic Events in the Neoproterozoic Brasília Belt, Central Brazil. International Conference on Precambrian and Craton Tectonics, International conference on Basement Tectonics, 14, Ouro Preto, MG, *Abstracts.*, 50-52
- Pimentel M. M., Oliveira C. G., Valle F. S. B. do · 1998 · New Sm-Nd Isotopic Data for the Mara-Rosa-Porangatu Data for the Mara-Rosa-Porangatu region, Northern Goiás, Brazil: Implication for the Limits of the Neoproterozoic Mara Rosa Arc. International Conference on Precambrian and Craton Tectonics, International conference on Basement Tectonics, 14, Ouro Preto, MG, *Abstracts*, 21-23
- 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 Rev.*, **52**: 321-335
- Pitcher W. S · 1995 · *The nature and origin of granite*. Blackie Academic & Professional, 321p.
- Pflug P · 1965 · *A geologia da parte meridional da Serra do Espinhaço Meridional e zonas adjacentes, Minas Gerais*. Div. Geol. Min., Dep. Nac. Prod. Min., Rio de Janeiro, Bol. 226
- Plug R. & Renger F · 1973 · Estratigrafia e Evolução Geológica da Margem SE do Cráton Sanfranciscano. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 27, Aracaju, SE, *Anais*, **2**: 5-19
- Porada H · 1979 · The Damara- Ribeira Orogen of the Panafrican / Brasiliano cycle in Namíbia (South West Africa) and Brazil as Interpreted in Terms of Continental Collision. *Tectonophysics*, **57** : 237-265
- Ramsay J. G · 1967 · *Folding and fracturing of rocks*. New York, Mc Graw Hill, 68p.
- Ribeiro J. H. 2000 . *Mapeamento geológico da folha Dom Cavati, escala 1:100.000*. Projeto Leste, Belo Horizonte, Serviço Geológico do Brasil, Companhia Mineradora de Minas Gerais. 1 CD ROM
- Rogers J. W. & Greenberg J. K · 1990 · Late-orogenic, post-orogenic, and anorogenic granites: distinction by major-element and trace-element chemistry and possible origins. *The Journal of Geology*, **98**: 291-309

- Silva J. M. R., Lima M. I. C., Veronese V. F., Ribeiro Junior R. N., Rocha R. M., Siga Junior O. 1987 . *Geologia da Folha SE. 24 Rio Doce*. In: RADAM BRASIL, IBGE, **34**: 23-172
- Silva S. L . 2000 . *Mapeamento geológico da folha Coronel Fabriciano, escala 1:100.000*. Projeto Leste, etapa II, Belo Horizonte, Serviço Geológico do Brasil, Companhia Mineradora de Minas Gerais. 1 CD ROM
- Silva S. L . 1998 . *Mapeamento geológico da folha Santa Maria do Suaçuí, escala 1:100.000*. Projeto Leste, etapa I, Belo Horizonte, Serviço Geológico do Brasil, Companhia Mineradora de Minas Gerais.
- Schorscher J. M. D . 1992 . *Granitóides Borrachudos e Magmatismo Granítico Arqueano Tardio. In: Arcabouço Petrográfico e Evolução Crustal de Terrenos Pré-Cambrianos do Sudeste de Minas Gerais : Quadrilátero Ferrífero, Espinhaço meridional e Domínios Granito-Gnáissico adjacentes*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Livre Docência, **1**: 71-117
- Spear F. S . 1995 . *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure – Temperature – Time Paths. Mineralogical Society of America, Michigan, U.S.A., 799p.*
- Tallarico J. & Pereira L . 1997 . *Relatório de petrografia*. Projeto Leste, etapa I, CPRM, COMIG, 118p.
- Teixeira W., Dossin I. A., Dossin T. M. *et al.* . 1990 . *Interpretação do Contexto Geotectônico do Embasamento na Borda Leste do Sistema Espinhaço, Região de Guanhães e Gouveia - MG, com base numa integração do seu conjunto geocronológico U/Pb, Rb/Sr e K/Ar*. In: SBG, Congr. Bras. Geologia, 26, Natal, *Anais*, **6**: 2711-2722
- Teixeira W . 1985 . *A Evolução Geotectônica da Porção Meridional do Cráton São Francisco com base em Integração Geocronológica*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 207p.
- Teixeira W . 1993 . *Avaliação do acervo de dados geocronológicos e Isotópicos do Cráton do São Francisco. Implicações tectônicas*. In: Dominguez J. M. L. & Misi A. (ed.) *O Cráton do São Francisco*. Salvador. SBG/SGM, **1**: 11-33

- Teixeira W. & Figueiredo C. H · 1991 · An Outline of Early Proterozoic Crustal Evolution in the São Francisco Craton, Brazil. *A Review. Precam. Res.* , **53**: 1-22
- Trompette R., Uhlein A., Silva M. E., Karman I · 1992 · The São Francisco Cráton Revisited (Central Brazil). *Jor. Sout. Am. Earth Sci.*, 6, **1/2**: 49-57
- Trouw R. A. J., Ribeiro A., Paciullo F. V. P. 1986 . Contribuição à geologia da folha Barbacena 1: 250.000. SBG, Congr. Bras. Geol., 34, Goiânia, *Anais*, **2**: 972-986
- Uhlein A · 1982 · *Geologia e Mineralizações de Cromita da Região de Serro – MG*. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Dissertação de Mestrado, 189p.
- Uhlein A · 1991 · *Transição Cráton-Faixa Dobrada: Exemplo do Cráton do São Francisco e da Faixa Araçuaí (Ciclo Brasileiro) no Estado de Minas Gerais. Aspectos Estratigráficos e Estruturais*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 295p.
- Uhlein A. & Trompette R · 1992 · A evolução de um rift intracontinental para uma margem continental passiva: o exemplo da faixa de dobramentos Araçuaí (MG). In: SBG, Congr. Bras. Geol., 37, São Paulo, *Anais*, **1**: 293
- Vance D. & O'Nions R. K · 1990 · Isotopic chronometry of zoned garnets: growth kinetics and metamorphic histories. *Earth and Planetary Science Letters*, 97, **1-2**: 227-240
- Vance D., Stone J. O. H., O'Nions R. K. 1989 . He, Sr and Nd isotopes in xenoliths from Hawaii and other oceanic islands. *Earth and Planetary Science Letters*, 96, **1-2**: 147-160
- Vieira V. S · 1984 · *Mapeamento Geológico da Folha SE.23-Z-B Guanhanês - escala 1: 250 000*. Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais. Belo Horizonte: DNPM/CPRM, **1**
- Whalen, J. B., Currie K. L., Chappell B. W. 1987 . A-Type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **95**: 407-419
- Yardley B. W. D · 1989 · *An Introduction to Metamorphic Petrology*. Essex, Longman, 248p.
- Yardley B. W. D., Mackenzie W. S. & Guilford C · 1990 · *Atlas of metamorphic rocks and their textures*. Longman Cientific & Technical. 248p.