DEDALUS - Acervo - IGC

30900005375

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

A FAIXA ALTO RIO GRANDE NA REGIÃO DE AMPARO (SP)

ALEX UBIRATAN GOOSSENS PELOGGIA

Orientador: Prof. Dr. Miguel A. S. Basei

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em
Geoquímica e Geotectônica

São Paulo

1990

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

A FAIXA ALTO RIO GRANDE NA REGIÃO DE AMPARO (SP)

ALEX UBIRATAN GOOSSENS PELOGGIA

Orientador: Prof. Dr. Miguel A. S. Basei

Dissertação de Mestrado

COMISSÃO EXAMINADORA

	nome	ass.
Presidente	Dr. M.A.S. Basei	
Examinadores	Dr. A. Pio Fiori	
	Dr. M.C.H. de Figueiredo	

São Paulo

1990

RESUMO

Os terrenos da Faixa Alto Rio Grande na Região de Amparo (SP) apresentam duas associações geológicas principais:

a. Rochas ortognáissico-migmatíticas (Complexo Amparo, de idade Arqueana/Proterozóica Inferior), com intercalações de anfibolitos e que englobam uma Associação Máfico-Ultramáfica (Arcadas).

Os anfibolitos associados aos ortognaisses são rochas meta-ígneas de afinidade toleítica enriquecidas em elementos litófilos de íon grande, correspondendo provavelmente a rochas sub-vulcânicas colocadas na forma de diques nos terrenos ortognáissicos, associando-se talvez a uma fase tectônica distensiva.

A Associação Máfico-Ultramáfica de Arcadas constitui um corpo internamente estratificado no qual distinguem-se uma porção orto-derivada (xistos ultramáficos e anfibolitos homogêneos), composta por rochas meta-ígneas magnesianas de características geoquímicas komatiíticas, e uma porção para-derivada ou híbrida (anfibolitos bandados), constituída por prováveis misturas de sedimentos carbonáticos e pelíticos e/ou tufáceos, e ainda tendo intercalação de lentes de rochas meta-sedimentares.

b. Rochas Supracrustais (Proterozóico Médio), constituindo um conjunto xisto-quartzítico (Xistos Fazenda Bela Vista e Quartzitos Serra dos Feixos), proximal ao paleo-continente, que corresponde lateralmente a um conjunto gnáissico-calciossilicático (Gnaisses Ribeirão do Pantaleão e Duas Pontes); associa-se um magmatismo ácido pré-orogênico (o corpo granítico tabular da "Unidade dos Gnaisses Graníticos").

Os Xistos fazenda Bela Vista incluem aproximadamente 400m de sillimanita-mica xistos e quartzo-xistos, com intercalações de quartzitos, rochas cálcio-silicáticas, biotita-gnaisses e anfibólio-gnaisses bandados, em contato com a Associação de Arcadas e Orto-gnaisses do Complexo Amparo a Sudeste e Sul.

Os Quartzitos Serra dos Feixos incluem aproximadamente 300m de quartzitos maciços ou placosos, micáceos e localmente arcoseanos, com intercalações de níveis de mica-quartzo xistos e meta-sedimentos bandados.

Os Gnaisses Ribeirão do Pantaleão mostram como tipo litológico característico os granada-biotita-plagioclásio gnaisses cinzentos, com intercalações de quartzitos, mica-xistos, gnaisses quartzosos, quartzitos impuros, seqüências bandadas, quartzitos manganesíferos e ferruginosos e anfibolitos. Quimicamente parecem tratar-se predominantemente de grauvacas, derivadas de rochas cálcio-alcálinas intermediárias.

Os Gnaisses Duas Pontes são rochas cálcio-silicáticas bandadas (meta-margas), a clinopiroxênio, K-feldspato, plagioclásio, quartzo e hornblenda predominantes. A espessura chega a 250m.

Os Gnaisses Graníticos são ortognaisses a biotita, hornblenda e magnetita, constituindo um corpo tabular de 350 a 500 m de espessura, com intercalações (enclaves?) de xistos ultramáficos e anfibolitos.

As unidades são englobadas em nappes de dobramento com vergência para NW, desenvolvidas na fase deformacional D2 (que se superimpõe à fase D1, responsável por transporte tectônico das supracrustais sobre os ortognaisses) sob condições metamórficas de médio grau e pressões intermediárias; tais estruturas são redobradas ainda durante o transporte para NW em condições metamórficas mais brandas (fase D3), e tardiamente em condições pós-metamórficas. Não ocorrem granitos pós-tectônicos.

ABSTRACT

The Alto Rio Grande Belt in Amparo region (State of São Paulo, Brazil) comprises two main geologic associations:

-Migmatitic-orthogneissic rocks (Archean/Early Proterozoic), which encloses amphibolite intercalations (metatholeiitic basic igneous rocks) and a Mafic-Ultramafic Association (a probable volcano-sedimentary sequence with komatiitic geochemical character and uncertain stratigraphic position).

-Supracrustal rocks (Middle Proterozoic), made up of a schist-quartzite group (Fazenda Bela Vista Schists and Serra dos Feixos Quartzites), representing a deposition proximal to a paleo-continental margin, grading laterally to a gneissic-calcsilicatic distal group (Ribeirão do Pantaleão Gneisses and Duas Pontes Clacsilicatic rocks), deposited in a deeper portion of the basin.

A pre-tectonic acid magmatism is represented by a metamorphosed magnetite and hornblende-bearing granitic sill.

These supracrustal units occur as folded nappes with northwestward tectonic transport, which were developed during the D2 deformational phase (the D1 phase is associated with a tectonic dislocation of the Supracrustal Sequence over the migmatites). The metamorphic conditions of these deformational phases were of medium grade under intermediate pressure. Refolding of the structures occurred, under weaker metamorphic conditions, still with northwestward tectonic transport and later yet under post-metamorphic conditions.

AGRADECIMENTOS

Agradecimentos são devidos:

- Aos doutores Miguel A. S. Basei, Mario C. H. Figueiredo e, em particular, Mario C. Campos Neto, pela orientação.

- Aos colegas geólogos Sérgio B. Citroni, Mônica M. Perrotta, Antonio Carlos B. C. Vasconcellos, Mário M. Melhem, e aos professores Gergely A. Szabo e Dr. João B. Moreschi, pelo auxílio no trabalho de campo e descrições petrográficas.

- Ao Dr. Marcos Egydio da Silva, pelas sugestões.

- À FAPESP, pela concessão de bolsa de mestrado.

Os recursos financeiros necessários à execução da pesquisa provenieram da FAPESP (Proc. 87/3430-0, coord. M.C. Campos Neto), CNPq (Proc. 410022/89-6/GL/FV/PQ) e FINEP (Projeto IG-USP/FINEP 43.89.0256.00, coord. M.C.H. Figueiredo).

ÍNDICE

Capítulo I. <u>Introdução</u>	01
1.1. Justificativa.....	01
1.2. Objetivos.....	02
1.3. Métodos de Estudo.....	03
1.3.1. Localização da área.....	03
1.3.2. Métodos de Trabalho.....	04
Capítulo II. <u>Contexto Geológico Regional</u>	05
2.1. Significado Geotectônico.....	06
2.2. A Nappe Socorro-Guaxupé.....	07
2.3. A Faixa Alto Rio Grande.....	08
2.4. Trabalhos anteriores na área.....	10
Capítulo III. <u>Arcabouço Geológico</u>	15
3.1. Principais Unidades Litológicas.....	15
3.2. Arranjo Geométrico.....	17
Capítulo IV. <u>Litoestratigrafia</u>	21
4.1. Arqueano-Proterozóico Inferior.....	21
4.1.1. Complexo Amparo.....	21
4.1.1.1. Ortognaisses Migmatíticos.....	21
4.1.1.2. Migmatitos Tipo Amparo.....	24
4.1.1.3. Monzogranitos tardios.....	29
4.1.2. Associação Máfico-ultramáfica de Arcadas.....	29
4.1.2.1. Xistos ultramáficos verdes e rochas associadas.....	30
4.1.2.2. Diopsídio-anfibolitos bandados..	33
4.1.2.3. Anfibolitos homogêneos.....	33
4.1.2.4. Outras intercalações.....	33

4.2. Proterozóico Médio.....	34
4.2.1. Conjunto Xisto-quartzítico.....	35
4.2.1.1. Xistos Fazenda Bela Vista.....	35
4.2.1.2. Quartzitos Serra dos Feixos....	40
4.2.2. Conjunto Gnáissico-calciossilicático..	42
4.2.2.1. Gnaisses Ribeirão do Pantaleão.....	42
4.2.2.2. Gnaisses Duas Pontes.....	49
4.2.3. Gnaisses Graníticos a magnetita e hornblenda.....	50
Capítulo V. <u>Deformação e Metamorfismo</u>	53
5.1. Associação Supracrustal.....	53
5.1.1. Fase de deformação D1.....	53
5.1.2. Fase de deformação sin-xistosa D2.....	53
5.1.2.1. Estruturas.....	53
5.1.2.2. Deformação e crescimento mineral.....	57
5.1.2.3. Metamorfismo.....	59
5.1.3. Fase de deformação D3.....	60
5.2. Associação Ortognaissico-migmatítica e Associação Máfico-ultramáfica de Arcadas.....	62
5.2.1. Deformação.....	62
5.2.2. Metamorfismo.....	65
5.2.2.1. Associação Máfico-ultramáfica..	65
5.2.2.2. Ortognaisses.....	67
5.3. Fases Deformacionais Tardias.....	68
5.3.1. Análise Estrutural.....	70
5.3.1.1. Setor 1.....	72
5.3.1.2. Setor 2.....	72
5.3.1.3. Setor 3.....	74
5.3.1.4. Setor 4.....	74
5.3.1.5. Setor 5.....	76
5.3.1.6. Setor 6.....	78

5.3.1.7. Setor 7.....	78
5.3.1.8. Setor 8.....	80
5.3.1.9. Setor 9.....	81
Capítulo VI. <u>Litogeoquímica</u>	83
6.1. O caráter original das rochas analisadas.....	83
6.1.1. Xistos Ultramáficos.....	83
6.1.2. O caráter original das rochas anfíbolíticas.....	84
6.1.3. Anfíbolitos.....	89
6.2. Tratamento e interpretação dos dados químicos.....	92
6.3. Caracterização geoquímica das rochas meta-ígneas....	99
6.4. Elementos Terras Raras (ETR).....	102
6.5. Contexto Tectônico.....	108
6.6. Síntese.....	110
Capítulo VII. <u>Síntese Histórica</u>	111
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	118

ANEXOS

-Perfis Geológicos

-Mapa Geológico 1:25.000

CAPÍTULO I

INTRODUÇÃO

1.1. JUSTIFICATIVA

Mapeamentos geológicos na escala 1:50.000 foram realizados nas folhas Socorro, Moji-Guaçu e Águas de Lindóia e Amparo (respectivamente Sad e Barbosa, 1983; Campanha et al., 1983; Basei et al., 1986). Desses trabalhos selecionou-se uma área para estudos de detalhe (mapeamento geológico 1:10.000) na região de Amparo e Pedreira (Nordeste do Estado de São Paulo).

Os primeiros trabalhos geológicos intensivos na região de Amparo foram realizados por Wernick (1967), em escala 1:50.000. Os trabalhos mais recentes de mapeamento regional da Folha Amparo 1:50.000 (Basei et al., 1986), reconhecem três unidades Pré-cambrianas principais:

- uma unidade meta-vulcano-sedimentar de filiação cálcio-alcalina, tida como Complexo Itapira (Ebert, 1968);
- uma unidade ortognáissica, suíte cálcio-alcalina trondjemítica plutônica e tida como intrusiva (Suíte Serra Negra);
- enclaves de migmatitos arqueanos, polifásica e policlicamente deformados, correspondendo ao Complexo Amparo (Ebert, 1968).

No entanto, nos últimos anos vêm sendo levantados os seguintes problemas sobre a geologia da Faixa Alto Rio Grande:

- i. a redefinição dos Grupos Itapira e Andrelândia na porção ocidental da Faixa;
- ii. a comparação das colunas litoestratigráficas e dos ambientes paleogeográficos na região de Amparo;

iii. a complexidade das séries ortognáissica e migmatítica, apresentando condições policíclicas de anatexia e/ou metamorfismo;

iv. as relações de contato entre as séries ortognáissica e migmatítica com a cobertura não estão bem estabelecidas.

O complexo quadro geológico da região justifica portanto um trabalho de detalhe que melhor esclareça o contexto geológico local, e que possa servir de base para interpretações mais abrangentes a nível regional.

1.2. OBJETIVOS

Os objetivos básicos da pesquisa são os seguintes:

- o estabelecimento das relações estruturais, metamórficas e tectônicas entre os ortognaisses e migmatitos com a cobertura meta-vulcanossedimentar;

- o estabelecimento da correlação entre as unidades de cobertura entre si e a definição das colunas litoestratigráficas locais.

1.3. MÉTODOS DE ESTUDO

1.3.1. Localização da área

A área de estudo definida corresponde a pouco menos que uma quadrícula 1:25.000, na porção Sul/Sudeste da Folha Amparo 1:50.000 (figura 1), a Oeste da cidade de Amparo, Nordeste da cidade de Pedreira e Sudeste de Santo Antônio da Posse. Afora a cidade de Pedreira, o principal núcleo urbano da área mapeada é o distrito de Arcadas.

O acesso à área pode ser feito por via rodoviária a partir de São Paulo e apresenta várias opções:

B.

1. Bairro Pantaleão
2. Fazenda Cascata
3. Duas Pontes
4. Serra dos Feixos
5. Amparo I
6. Pedreira I
7. Arcadas
8. Amparo II

Área mapeada

figura 1. A. Posicionamento da área de pesquisa na folha Amparo 1:50.000.

B. Articulação das folhas topográficas 1:10.000 na área.

- pela Via Anhanguera ou Rodovia dos Bandeirantes até Campinas, e a partir daí pela rodovia SP-342 até Jaguariúna e SP-95 até Pedreira ou Amparo;
- pela Rodovia Presidente Dutra até a Rodovia D. Pedro I, e daí pela estrada SP-360, que dá acesso à cidade de Amparo;
- pela Rodovia Fernão Dias (BR-381) até Bragança Paulista, e daí até Amparo pela rodovia SP-95.

1.3.2. Métodos de trabalho

i. A problemática levantada foi enfocada através da confecção de mapa de detalhe, na escala 1:25.000, a partir das folhas topográficas 1:10.000.

ii. Foi realizado estudo do metamorfismo, procurando-se caracterizar a evolução termal da área, através da análise petrográfica de seções delgadas principalmente.

iii. Foi feita a definição da geometria e hierarquização das diversas fases de deformação, dobramentos ou cisalhamento dúctil, pela análise estrutural dos dados obtidos em campo (e com a utilização de projeções estereográficas, em redes de Schmidt segundo relações geométricas estabelecidas em Ramsay 1960, 1967) e pela análise de perfis e do mapa geológico.

iv. Foi feita a caracterização petrográfica das séries ortognáissica e ortomigmatítica e das rochas ultramáficas e anfibolíticas, assim como a análise das características litogeoquímicas dessas últimas.

CAPÍTULO II

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A região do Nordeste do Estado de São Paulo e Sudeste de Minas Gerais é caracterizada por terrenos cristalinos de complexa evolução policíclica e polifásica, desde o Arqueano até o Proterozóico Superior/Eopaleozóico.

A justaposição tectônica de terrenos infracrustais de grau alto (a Nappe Socorro-Guaxupé, Campos Neto et al., 1984; Campos Neto, 1985) sobre faixas de dobramentos com seqüências supracrustais de referencial paleogeográfico no Cráton do S. Francisco (Faixa Alto Rio Grande) é o traço estrutural mais importante da região. Tal quadro é finalizado, tardiamente, por uma estruturação em blocos limitados por grandes falhas transcorrentes (figura 2).

figura 2. Mapa geológico regional (segundo Campos Neto et al., 1988, modificado)

2.1. SIGNIFICADO GEOTECTÔNICO

Tal configuração geológica já foi considerada tentativamente como situação de transição entre estruturas dos Cinturões Paraíba e Brasília (a "bifurcação entre Araxaídes e Paraibídes" de Ebert, 1971), e serviu como ponto de referência para tentativas de subdivisão e regionalização tectônica do Brasil: a separação entre as províncias Tocantins e Mantiqueira de Almeida et al. (1977), seguida por Almeida e Hasui (1984), assim como a subdivisão regional adotada no mapa geológico do Brasil de 1984 do DNPM (1:2.500.000).

As interpretações sobre o significado tectônico de tais estruturas regionais variaram desde "sinclinais dos próprios metasedimentos do Pré-Cambriano Superior, com inversão do zoneamento e de fácies metamórficas e para todos os lados empurrados para cima de metassedimentos do mesmo ciclo, mas epizonais" (Ebert, 1971, 1984 in memorian), até "junção tríplice" entre a Faixa Brasília ("braço abortado") e a Região Dobrada Sudeste ("rift oceânico") (Marini et al., 1981). Extensas sínteses sobre as interpretações geotectônicas desenvolvidas para a região podem ser encontradas nos trabalhos de Artur (1988) e Vasconcellos (1988).

No entanto a interpretação mais forte e de maior penetração foi a do "Maciço de Guaxupé", hoje considerada obsoleta. Em sua concepção original (Almeida et al., 1976), representava um maciço granulítico-migmatítico-granítico contornado pelas supracrustais dos Grupos Andrelândia e Itapira. Tal conceito foi extendido por Wernick et al. (1978) e Hasui et al. (1978), definindo-se um maciço mediano do Ciclo Brasileiro. Desse modo incluiriam-se tanto os terrenos de alto grau granulíticos e gnáissico-migmatíticos dos denominados Complexo Varginha-Guaxupé (Schobbenhaus ^{Fe}, 1978) ou Grupo Pinhal (de Wernick, 1978), o embasamento do

Complexo Amparo (de Wernick, 1978), os Grupos Paraíba do Sul e Barbacena e ainda os terrenos vulcano-sedimentares dos Grupos Itaipira e Andrélandia e a Formação Eloutério.

Derivariam dessa conceituação as seguintes características:

- Seriam altos do embasamento à época da deposição dos sedimentos das faixas dobradas;
- Teriam comportamento "menos instável" durante o Ciclo Brasileiro, ainda que sofrendo ação de processos termo-tectônicos;
- Constituiriam sítios para a deposição de molassas Eo-paleozóicas.

Para Hasui et al. (1978) e Hasui et al. (1980) tal bloco representaria a articulação das regiões de dobramento "Sudeste" e "Central", possivelmente sendo extensão do Maciço Mediano de Goiás; tal caráter de bloco estável separando cinturões cronicamente instáveis (Cinturões Alfenas e Costeiro de Almeida, 1978, e Almeida et al., 1980) foi estendido pelos primeiros autores para todo o Proterozóico.

2.2. A NAPPE SOCORRO-GUAXUPÉ

Trabalhos desenvolvidos na década de 1980 (Campos Neto e Basei, 1983 a e b; Campos Neto et al., 1984; Campos Neto, 1985; Campos Neto et al., 1988; Vasconcellos, 1988) caracterizam uma megaestruturação representada pela justaposição entre terrenos de alto grau (Domínios da Nappe Socorro-Guaxupé) sobre terrenos meta-vulcanossedimentares e gnáissico-migmatíticos da Faixa Alto Rio Grande.

A Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé representa assim uma unidade de infra-estrutura alçada para Noroeste, que engaja

dominantemente associações metamórficas de alta pressão com granulitos, granitóides gnáissicos e migmatitos (Complexos Caconde e Cristina) e associações granítico-migmatíticas (Complexos Socorro e Pinhal), com metassedimentos migmatizados no topo da estrutura, e ainda unidades granito-charnoquíticas (Suíte S. José do Rio Pardo) e granitóides intrusivos.

Segundo Tassinari e Campos Neto (1988) são reconhecidos nesses domínios no mínimo dois importantes episódios formadores de rochas (1400 e 800 Ma), possivelmente por retrabalhamento de crosta continental arqueana ou do Proterozóico Inferior. Os principais períodos de atividades graníticas estão ao redor de 1000 Ma, 800-750 Ma e 600-570 Ma, envolvendo tanto magmas derivados da crosta superior quanto da fusão parcial da crosta inferior, com pouca contribuição mantélica.

Estudos isotópicos de Nd, Sr e Pb apresentados por Tassinari et al. (1989) indicam que a crosta continental primitiva dos terrenos da Nappe Socorro-Guaxupé teria idade do Proterozóico Inferior (aproximadamente 2000 Ma).

2.3.A FAIXA ALTO RIO GRANDE

O termo Faixa Alto Rio Grande foi utilizado por Hasui e Oliveira (1984) para designar o conjunto de unidades litoestratigráficas representado pelos Grupos S. João del Rei e Andrelândia (Ebert, 1957), caracterizando uma faixa de dobramentos marginal ao Cráton do S. Francisco, com polaridade e vergência voltadas para o bloco cratônico. Conforme considerado por Vasconcellos (1988), corresponderia ao conjunto das seqüências meta-sedimentares a meta-vulcanossedimentares dos Grupos S. João del Rei, Andrelândia e Itapira, os quais seriam correlacionáveis estratigraficamente e corresponderiam individualmente a domínios paleogeográficos (sítios deposicionais) distintos.

Em sua porção ocidental, distante da borda do Cráton do S. Francisco, representaria-se pelas unidades litoestratigráficas Andrelândia e Itapira (Ebert, 1968), além de unidades ortognáissicas e migmatíticas, conforme sintetizado por Vasconcellos e Campos Neto. (in Vasconcellos, 1988).

Tais terrenos ortognáissico-migmatíticos da porção ocidental da Faixa Alto Rio Grande incluem rochas arqueanas (Migmatitos Amparo, Ortognaisses Serra Negra) e ainda períodos de formação de rochas no Proterozóico Inferior (2200-1900 Ma) (migmatitos e gnaisses graníticos), envolvendo tanto magmas mantêlicos quanto material retrabalhado ou parcialmente fundido de crosta continental antiga (Tassinari e Campos Neto, 1988).

Os Migmatitos Amparo fornecem idades Pb/Pb (leucossomas de 3400 Ma (Basei, apud Tassinari e Campos Neto, 1988, e Vasconcellos, 1988), com baixo μ l (indicativo de acreção crustal). Segundo Vasconcellos (1988), foi obtida idade de 2500 Ma para tais rochas pelo método U/Pb em zircões, por M.A.F. Oliveira. Para os ortognaisses da região de Serra Negra dispõe-se de isócrona Rb/Sr indicando idade de 2900 ± 150 Ma, com R.I. baixa (0,7033) (Tassinari et al., 1988). As idades do Proterozóico inferior foram obtidas por Artur (1980, 1988) para gnaisses graníticos e migmatitos com leucossomas trondjemíticos e mesossomas tonalíticos a granodioríticos, pelo método Rb/Sr, variando de 1819 ± 60 Ma a 2114 ± 90 Ma, com razões iniciais baixas a elevadas.

As seqüências meta-sedimentares têm, por sua vez, sua inplantação limitada ao Proterozóico Médio, entre 1800 e 1400 Ma. Tassinari et al. (1988) obtiveram idades isocrônicas Rb/Sr de 1419 ± 78 Ma (com R.I. = 0,7048) para biotita-hornblenda gnaisses banda dos da seqüência meta-vulcanossedimentar a Noroeste de Amparo. Artur (1980) apresenta isócronas Rb/Sr de 1443 ± 160 Ma e 1060

± 130 Ma, com altas razões iniciais, para biotita gnaisses e gnaisses graníticos da região de Itapira, em litologias correlacionadas por Vasconcellos (1988) aos Granito-gnaisses Taguar ou às unidades gnáissicas do Grupo Andrélandia. Vasconcellos (1988) cita uma isócrona Rb/Sr de $1397,2 \pm 8,4$ Ma (R.I. = 0,7197) para os Granito-gnaisses Taguar (considerados intrusivos na sequência vulcano-sedimentar).

Cabe por fim lembrar que a porção ocidental da Faixa Alto Rio Grande já foi considerada em trabalhos de síntese como: Grupo Amparo (Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo de 1978); Grupo Itapira (correlacionável ao Andrélandia) e Complexo Amparo (Mapa Geológico 1:1.000.000 do Projeto Radam, 1983); Complexo Amparo (Mapa Geológico do Estado de S. paulo 1:500.000 do IPT, de 1981) e Grupo ou Complexo Amparo (Mapa Geológico do Brasil em 1:2.500.000 do DNPM, de 1984).

2.4. TRABALHOS ANTERIORES NA ÁREA

Os primeiros trabalhos geológicos intensivos na região de Amparo foram realizados por Wernick (1967), em escala 1:50.000. Tal autor reconheceu, na área específica aqui em estudo:

- Uma sequência gnáissica regional (Gnaisses Amparo), subdividida em fácies gnáissica e migmatítica;
- Sequências e lentes quartzíticas, localmente com intercalações gnáissicas, transicionando para os gnaisses regionais;
- Sequências de meta-sedimentos cálcio-silicáticos (Gnaisse Duas pontes);
- Intercalações gnáissicas diferenciadas (Gnaisse Arcadas);
- Concentrações anfíbolíticas.

Tais litologias constituiriam essencialmente seqüências meta-sedimentares (arcósiolos e grauvasas ricas em feldspatos, sedimentos carbonáticos impuros, arenitos e raros pelitos) depositados em condições geossinclinais de alta subsidência, com vulcanismo associado; estruturalmente situariam-se no flanco Nordeste de uma estrutura anticlinorial de orientação NNE-SSW (onde predominariam rochas migmatíticas na faixa central, e que passariam gradacionalmente às rochas gnáissicas).

O metamorfismo foi caracterizado como de fácies anfíbolito a localmente granulito, e associado a idades K/Ar então disponíveis de aproximadamente 650 Ma, e teria sido acompanhado por intrusões sin-tectônicas (os ortognaisses de Serra Negra); foi caracterizada a superimposição adicional de metamorfismo retrógrado.

Mapeamentos geológicos na escala 1:50.000 foram realizados nas folhas Moji-Guaçu e Águas de Lindóia e na folha Socorro, respectivamente por Campanha et al. (1983) e Sad e Barbosa (1983).

Na folha Socorro, os últimos autores diferenciam três conjuntos geológicos principais:

- O Complexo Amparo, composto por: uma unidade "superior", com gnaisses cinzentos bandados, localmente migmatizados e com intercalações de anfíbolitos e quartzitos, e quartzitos com intercalações de mica-xistos, quartzo-xistos e anfíbolitos; uma unidade "inferior", constituída predominantemente por migmatitos estromáticos e gnaisses graníticos com intercalações de anfíbolitos;

- O Complexo Socorro, por sua vez subdividido em uma unidade cataclástica (blastomilonitos, milonitos gnaisses) e uma unidade granítica;

- O Complexo Mostardas, balizando os dois anteriores, composto de uma unidade blastomilonítica e uma unidade quartzítica, de idades supostamente arqueanas.

O Complexo Amparo foi suposto como do Proterozóico Inferior, e o Complexo Socorro como Proterozóico indiferenciado.

Nas folhas Moji-Guaçu e Águas de Lindóia, Campanha et al. (1983) descrevem uma compartimentação em blocos tectônicos limitados por faixas miloníticas, a saber blocos Pinhal, Jacutinga, Itapira e Ferreiras. As rochas do Bloco Pinhal, a Norte do falhamento de Jacutinga (granitóides porfiróides e equigranulares e mica-xistos) foram correlacionados ao "Complexo Pinhal" de Wernick e Penalva (1980). O Bloco Jacutinga engloba rochas miloníticas associadas ao falhamento de mesmo nome. O Bloco Itapira, a Sul, foi subdividido em três unidades: uma unidade superior de quartzitos, quartzo-xistos e biotita gnaisses; uma unidade intermediária, de migmatitos com paleossoma gnáissico-anfibolítico; uma unidade inferior de gnaisses homogêneos. Não foram atribuídas designações formais.

As unidades basal e intermediária do Bloco Itapira foram consideradas como do Proterozóico Inferior ou Arqueano, sendo a unidade superior atribuída ao Proterozóico Inferior ou Médio. É descrito um padrão estrutural com uma fase de deformação F_n à qual associa-se desenvolvimento de xistosidade e migmatização, a qual é dobrada e transposta por uma fase F_t , que gera bandamento composicional e xistosidade paralelizados, esta que por sua vez se acha redobrada por até quatro fases sucessivas.

Os trabalhos mais recentes de mapeamento regional na folha Amparo 1:50.000 (Basei et al., 1986) reconhecem três unida

des pré-cambrianas principais:

-Rochas meta-vulcanossedimentares referidas ao Grupo Itapira. São descritos: granaða-biotita-plagioclásio gnaisses basais, aos quais se intercalam diversas litologias subordinadas, sendo ressaltados os clinopiroxênio-gnaisses e xistos ultramáficos; biotita-hornblenda gnaisses bandados intermediários, aos quais se intercalam biotita-gnaisses quartzosos e anfíbolitos; granaða-biotita-gnaisses bandados superiores, biotita-muscovita-gnaisses quartzosos e quartzitos e quartzitos micáceos (incluindo a Serra dos Feixos).

Tais rochas ocupam a porção central da parte Sudeste da folha Amparo, dispondo-se em faixas com orientações predominantemente NNE-SSW e balizadas a Sudeste, Sul e Sudoeste por ortognaisses e núcleos migmatíticos (uma estrutura referida pelos autores à terceira fase deformacional nas supracrustais).

-Migmatitos estromáticos que transicionam para unidades do Grupo Itapira; migmatitos estromáticos que transicionam para ortognaisses; ortognaisses de composição tonalítica a localmente granodiorítica e granítica, considerados intrusivos no Grupo Itapira.

-Núcleos de migmatitos arqueanos (migmatitos Amparo).

Estruturalmente é caracterizada uma evolução policíclica e polifásica. A feição principal identificada é uma foliação metamórfica S_n (S₂ no Grupo Itapira e S₃ nos migmatitos Amparo) associada a intensa transposição. A megaestrutura é interpretada, como salientam os autores, levando-se em conta dados regionais de outras áreas estudadas. À fase D_n estaria associado um megado^ubramento recumbente delineando dobras assimétricas de comprimento de onda quilométrico. Sobreporiam-se as fases D_{n+1} (responsá-

vel pela estrutura de 3ª fase referida anteriormente) e Dn+2 (que se caracterizaria por dobras amplas com fraco desenvolvimento).

Geoquimicamente, ainda segundo Basei et al. (1986), os migmatitos Amparo são bem caracterizados: os melano e leucossomas corresponderiam a segregações (migmatização "in situ") a partir de paleossoma granodiorítico; os melanossomas correspondem aos restitos do processo de migmatização, e os leucossomas a mobilizados quartzo-feldspáticos trondjemíticos a graníticos.

A sequência vulcano-sedimentar do Complexo Itapira por sua vez é subdividida em: um conjunto vulcânico basalto-andesítico cálcio-alcálico, predominante; rochas básicas ricas em Mg de ambientação não definida; e rochas básicas ricas em Fe correspondentes a basaltos ou diabásios continentais.

Os ortognaisses corresponderiam a rochas plutônicas cálcio-alcálicas, e foram tentativamente relacionados ao conjunto vulcânico cálcio-alcálico do Complexo Itapira.

CAPÍTULO III

ARCABOUÇO GEOLÓGICO

3.1. PRINCIPAIS UNIDADES LITOLÓGICAS

Distinguem-se na área de estudo dois tipos básicos de associações pré-cambrianas, a saber (figura 3):

- Uma associação ortognáissico-migmatítica, de alto grau, com ortognaisses bandados cinzentos a rosados de composição tonalítica a granodiorítica, comumente migmatizados e freqüentemente com intercalações de rochas ultramáficas e anfibolíticas. Tais intercalações variam de pequenas lentes até corpos bastante extensos (a aqui denominada "Associação Máfico-Ultramáfica de Arcadas"). Núcleos de migmatitos estromáticos a nebulíticos subordinam-se.

- Uma associação supracrustal de médio grau, composta por unidades meta-sedimentares a meta-vulcanossedimentares (xistos a biotita e sillimanita, quartzo-xistos e quartzitos; anfibólio-gnaisses e anfibolitos; granada-biotita-plagioclásio gnaisses e gnaisses cálcio-silicáticos), com corpos acamadados e provavelmente intrusivos de granitóides gnáissicos (granito-gnaisse a hornblenda e magnetita).

A associação supracrustal está tectonicamente truncada, a Leste, Sul e Sudoeste, pela associação ortognáissica. A Associação Máfico-Ultramáfica de Arcadas, encravada nos terrenos ortognáissicos, baliza tal contato a Sudeste.

A diferenciação entre essas associações é, além de litológica, de ordem metamórfica e estrutural. Enquanto a associação supracrustal mostra metamorfismo de médio grau na fácies anfiboli

figura 3. Mapa geológico simplificado.

	Associação Ortognáissico-migmatítica	
	Associação Máfico-ultramáfica de Arcadas	
	Associação Supracrustal	
	Aluviões	
	falhas	traço axial de dobras tardias
	traço axial de dobras D2	
	traço axial de dobras D3	

to, com migmatização incipiente localizada, nos ortognaisses a anatexia é generalizada. Do ponto de vista estrutural, nas primeiras rochas a estrutura planar principal é uma foliação associada a bandamento diferenciado/gnáissico S2, enquanto que nos ortognaisses essa foliação principal recupera um bandamento gnáissico anterior Sn que possui relíquias de foliações e bandas anatéticas Sn-1. Todas as deformações das rochas supracrustais, a partir da D2, são identificadas na associação ortognáissica.

3.2. ARRANJO GEOMÉTRICO

A interpretação da estrutura local (figura 4) indica que as unidades supracrustais encontram-se dispostas em grandes estruturas de dobramento isoclinais recumbentes (provavelmente estruturas alóctones do tipo nappe), que implicam em inversões estratigráficas, duplicação de espessura de estratos e desenvolvimento de intensa foliação regional de plano-axial. O transporte tectônico dessas estruturas (vergência), indicado pelo envolvimento de rochas das associações ortognáissica e máfico-ultramáfica em núcleos anticlinais dessas dobras isoclinais, é para Noroeste. Tal disposição caracteriza dobras recumbentes a nappes em posição anticlinal.

A superposição homoaxial de dobramentos e as zonas de falhas longitudinais configuram, na escala do mapa geológico e no flanco ocidental de ampla estrutura antiformal tardia e ondulada, um padrão geométrico onde as unidades dispõem-se em faixas Nordes te a Norte-Sul. Repetem-se por dobramentos sin-metamórficos e encontram-se emolduradas pela associação ortognáissico-migmatítica.

O contato entre supracrustais e ortognaisses a Leste

figura 4. Perfil geológico-estrutural integrado, esquemático.

Associação Ortognáissico-migmatítica

Associação Máfico-ultramáfica de Arcadas

Associação Supracrustal:

Xistos Fazenda Bela Vista

Quartzitos Serra dos Feixos

Gnaisses Graníticos

Gnaisses Ribeirão do Pantaleão

Gnaisses Duas Pontes

foliação/bandamento S2 ou Sn+1

perfis geológicos
(em anexo; localização
no mapa geológico)

trunca unidades litológicas e ozoneamento metamórfico S2. É tido como rúptil e anterior às deformações tardias, mas as condições de seu desenvolvimento e o transporte relativo a ele associado são desconhecidos.

A Associação Máfico-Ultramáfica de Arcadas encontra-se estruturada em grandes dobras isoclinais que admitem a foliação principal regional como plano-axial. Está parcialmente encaixada em ortognaisses e reaparece, em meio a supra-crustais, com forma lenticular e isolada, localmente bordejada pelo ortogneisse. Tal ocorrência é interpretada como uma terminação anticlinal sinfórmica e parasita da fase D2, e seu contato com os mica-xistos, pela distribuição restrita dos ortognaisses, parece indicar um deslocamento rúptil e pré-metamórfico da cobertura sobre as associações mais antigas.

Às grandes dobras isoclinais sobrepõem-se dobras fechadas (D3), de comprimento de onda em geral hectométrico, e coaxiais às estruturas anteriores. Geram foliação plano-axial a biotita em geral orientada para NE e com mergulhos cada vez mais fortes quanto mais a oeste. Tais dobras configuram as estruturas mais claramente representáveis em mapa, afetando tanto as unidades litológicas quanto a foliação regional S2. Sua representação é difícil nas rochas ortognáissicas, devido à homogeneidade litológica.

Dobramentos tardios, pós-xistosos, e falhamentos, terminam de configurar a estruturação da área. Dobras neutras, abertas, redobram a foliação regional S2 já dobrada, e são mapeáveis no extremo Sul da faixa. Em perfil aparecem como amplas dobras suaves de planos-axiais verticalizados, e se fazem notar princi-

palmente na unidade dos Quartzitos Serra dos Feixos e para Sudeste, através da unidade dos Xistos e adentrando aos terrenos ortognáissicos em direção ao núcleo da estrutura anticlinorial de Amparo (Ebert, 1971). A disposição sub-verticalizada ou com fortes mergulhos gerais para NW das superfícies S2 e S3, que se nota nas unidades supracrustais a Noroeste da Serra dos Feixos, é portanto relacionável a seu posicionamento no flanco ocidental de tal mega-estrutura. Dobramentos axialmente orientados para N.NW são de menor expressão e superimpõem-se às dobras D4.

Faixas estreitas miloníticas, de cisalhamento rúptil vertical e orientadas N-S a NE e com inflexões E-W no contato com rochas mais competentes, são identificadas e condicionam o arranjo geométrico das unidades. Dobras D3 e D4 mapeadas encontram-se truncadas por estas estruturas.

CAPÍTULO IV

LITOESTRATIGRAFIA

4.1. ARQUEANO-PROTEROZÓICO INFERIOR

4.1.1 Complexo Amparo

Sob tal denominação incluem-se aqui as rochas da associação ortognaissico-migmatítica. Os ortognaisses tonalito-granodioríticos, tipo litológico predominante na associação, são correlacionados à Suíte Serra Negra (Campos Neto e Vasconcellos, inédito), com a qual apresentam continuidade; as ocorrências de migmatitos estromáticos a nebulíticos, bastante subordinados na área mapeada, por sua vez são referíveis à unidade dos Migmatitos Amparo (Basei et al., 1986).

4.1.1.1. Ortognaisses migmatíticos

Tais rochas, como já comentado, limitam as unidades supracrustais a Leste, Sudeste, Sul e Sudoeste, sendo indiferenciadas no mapa apresentado.

Incluem-se no conjunto a Oeste da área, como termos principais:

- Ortognaisses escuros, tonalíticos a granodioríticos, a biotita, quartzo, plagioclásio, feldspato alcalino em pequena quantidade, e epidoto, titanita e opacos como acessórios; apresentam coloração cinzento-esverdeada, textura granoblástica e granulação média (ligeiramente inequigranulares), homogêneos ou apresentando estrutura bandada composicional; contém em geral 10% a 15% de máficos. Observam-se intercalações mais claras, pro-

vavelmente dioríticas, granoblásticas, inequigranulares, e bandas graníticas pegmatóides rosadas (com estruturas "schlieren").

- Ortognaisses graníticos, com foliação protomilonítica/cataclástica proeminente (plano-axial a dobras isoclinais de bandamento/foliação pretéritos), variando de termos holo-leucocráticos de aspecto róseo (a quartzo, feldspatos róseos e brancos e poucos máficos) a termos, protomiloníticos ainda, mais micáceos (com a biotita concentrada em níveis conferindo à rocha um aspecto grosseiramente bandado).

Intercalam-se corpos ultramáficos de coloração verde-escura, de granulação fina a muito fina, homogêneos e fortemente foliados, com espessuras decimétricas a métricas, concordantes com a disposição da foliação principal.

Nas porções Sul, Sudeste e Leste da área predominam, por sua vez:

-Biotita-ortognaisses, cinzentos em geral, por vezes com tons rosados, bandados (alternando subcentimétrica a centimetricamente bandas ora mais, ora menos ricas em biotita, e bandas quartzo-feldspáticas granoblásticas); é freqüente a ocorrência de bandas com texturas protomiloníticas, com "filmes" de quartzo chegando a caracterizar um micro-bandamento milimétrico localmente, e bandas com texturas ocelares, em geral ricas em biotita, com porfiroblastos de feldspatos brancos de até 3 cm. São comuns estruturas "pinch and swell" e boudinage nas bandas quartzo-feldspáticas. Localmente a rocha chega a apresentar aspecto de migmatito estromático.

Localmente passa-se a termos médio-grossos onde a foliação principal é dada por "filmes" de biotita espaçados sub-cen-

timétrica a centimetricamente, entre bandas granoblásticas quartzo-feldspáticas.

Podem ocorrer ainda finas bandas graníticas de injeção paralelas à foliação principal, com concentrações de metálicos eventuais (magnetita/galena), e termos com bandas quartzosas anteriores à deformação principal regional de espessuras centimétricas a sub-centimétricas, irregulares, dobradas e rompidas.

A granulação desses ortognaisses é média a grossa (predominando os termos equigranulares médios), e a composição predominantemente tonalítica a granodiorítica.

Intercalados a esses ortognaisses são característicos os "boudins" e camadas concordantes (ao bandamento) de anfibolitos, com espessuras decimétricas a métricas e até dezenas de metros de extensão, ora cinzento-escuros de granulação fina, homogêneos ou com aspecto "pintalgado" nos termos granatíferos (granadas poiquiloblásticas avermelhadas distribuídas homogeneousmente), ora ocorrendo termos esverdeados meso a melanocráticos (essencialmente anfibolíticos), de granulação média a eventualmente grossa. Os termos finos são (granada)-hornblenda-oligoclásio/andesina anfibolitos grano-nematoblásticos, com proporções equivalentes de anfibólio e feldspato; opacos esqueletais, titanita e clorita são acessórios; ocorrem freqüentemente antipertitas.

Intercalam-se ainda corpos ultramáficos esverdeados finos-médios, concordantes, de até 1m de espessura, homogêneos ou constituídos pela alternância de bandas irregulares, bolsões e lentes de rocha ultramáfica verde e biotita-xistos e até mesmo glimmeritos, grossos, e ainda biotita-quartzo xistos e veios grossos brancos quartzo-feldspáticos; a foliação do xisto tem aspecto de micro-bandamento anastomosado, protomilonítico; são

frequêntes estruturas sigmóides de cisalhamento, e o gnaiss encaixante mostra nesses casos aspecto protomilonítico e com enriquecimento em biotita nas proximidades da intercalação.

Muito subordinadamente têm-se intercalações de camadas isoladas de biotita-xistos médio-grossos (de até 10cm de espessura), cuja foliação principal é um bandamento diferenciado.

-Biotita-gnaisses homogêneos equigranulares médios granoblásticos ("granitóides foliados"), cinzentos, que localmente apresentam bandamento fino. Tais rochas passam gradacionalmente a rochas, ainda ricas em biotita, com texturas miloníticas ("ribbon quartz") e para ortognaisses hololeucocráticos homogêneos com textura protomilonítica/milonítica, fino-médios, esbranquiçados e caracterizados pelos cristais de quartzo achatados/estirados em matriz feldspática.

Apresentam eventualmente bandas de leucossoma quartzo-feldspáticas, e são cortadas localmente por veios pegmatóides róseos, de poucos centímetros a quase 1m de espessura, sub-paralelos à foliação principal.

- Gnaisses hololeucocráticos quartzosos homogêneos, granoblásticos grossos, a quartzo ("filmes", finas bandas, cristais achatados) e feldspatos brancos e róseos (a coloração rósea sendo acentuada pela alteração); intercala xistos ultramáficos de granulação média ao longo de um deslocamento relacionado à foliação principal.

4.1.1.2. Migmatitos tipo Amparo

São migmatitos estromáticos e flebíticos com bandas claras de leucossoma a feldspatos brancos e quartzo (granoblásti-

cas, de granulação grossa a média), trondjemíticas ou graníticas, e bandas de mesossoma cinzento ricas em biotita (grano-lepidoblásticas de granulação fina a média), além de bandas máficas a hornblenda e biotita predominantes (melanossoma). Tais bandas, complexamente dobradas e exibindo padrões de interferência do tipo 3 (Ramsay, 1967), apresentam espessuras variáveis (da ordem de 1cm até 20cm ou mais) e comportamento descontínuo ou irregular, sendo comum seu rompimento e transposição. Tais rochas transicionam a termos nebulíticos, assim como a termos miloníticos com textura "augen" (grandes porfiroclastos ocelares de feldspatos brancos), bastante inequigranulares. Granitos tardios ocorrem em bolsões e bandas filoneanas.

Os melanossomas são tipos melanocráticos de espessuras em geral sub-centimétricas, cinzento-escuros, ricos em hornblenda e biotita, de textura grano-nematoblástica fina-média; a estrutura é foliada, ocorrendo arcos poligonais de biotita fechados. Os minerais principais são a hornblenda, plagioclásio, biotita e quartzo. Opacos (ilmenita) ocorrem em quantidades consideráveis, e os minerais acessórios (titanita, apatita e alanita) somam em geral quase 1% da rocha.

A hornblenda é pleocróica verde oliva/castanha e frequentemente contém grande número de inclusões de opacos, quartzo, plagioclásio e mesmo biotita. O plagioclásio é tipicamente oligoclásio, não-zonado, por vezes ocorrendo antipertitas, sendo comuns as inclusões ("gotas") de quartzo; em geral estão fortemente saussuritizados. A biotita é pleocróica castanha-marrom e ocorre como ripas de até 5mm, frequentemente alterada para clorita. O quartzo é xenomórfico e os opacos, em geral idiomórficos equidimensionais ou por vezes esqueletiformes, associam-se aos minerais máficos e com freqüência alteram-se para titanita (sendo

sugestivo tratarem-se de ilmenita ou titano-magnetita).

Não se levando em conta o conteúdo de máficos, apresentariam composição tonalítica a diorítica.

Os leucossomas trondjemíticos são hololeucocráticos isogranulares médios, e constituem-se essencialmente por plagioclásio, quartzo e algum feldspato alcalino e biotita. Ocorrem "schlierens" biotíticos lepidoblásticos, espessos de alguns milímetros a centímetros. Antipertita é muito freqüente (plagioclásio com exsolução de "patches" de feldspato alcalino), por vezes com inclusões de "gotas" de quartzo; o plagioclásio pode apresentar zoneamento normal, e em geral ocorre pouco saussuritizado nas amostras observadas. O quartzo é xenomórfico, e o microclínio só ocorre como exsolução nos plagioclásios. A biotita dos "schlierens" é castanha, pleocróica, e ocorre como grandes placas bem formadas.

Os leucossomas graníticos são composicionalmente granitos 3b hololeucocráticos de textura granoblástica ligeiramente inequigranular média.

Os minerais principais são: plagioclásio(oligoclásio não zonado), sendo comuns as antipertitas e mirmequitas; microclínio, em grandes cristais xenomórficos com freqüentes inclusões de quartzo e plagioclásios zonados, ou em "patches" nas antipertitas; quartzo. Biotita (alterada para clorita) ocorre como acessório.

Os granitos tardios são de dois tipos:

a) granito 3b, hololeucocrático e de textura inequi-

granular fina-média; o conteúdo mineralógico principal é representado por plagioclásio (oligoclásio) ou antipertita, com inclusões de "gotas" de quartzo, feldspato alcalino e quartzo. Como acessórios ocorrem raros opacos, titanita, sillimanita e clorita.

b) granodiorito leucocrático de granulação média. Como minerais principais ocorrem plagioclásio, quartzo, feldspato alcalino e biotita. O plagioclásio é oligoclásio zonado, com inclusões de quartzo, ocorrendo eventualmente pertitas e mirmequitas.

As composições mineralógicas dos leucossomas graníticos e dos "granitos tardios" são bastante comparáveis (figura 5).

Os mesossomas se dividem em um tipo "gnáissico", homogêneo, e um tipo "estromático", bandado.

O primeiro tipo corresponde composicionalmente a um biotita granodiorito cinza, leucocrático e pobre em feldspato alcalino (quase um tonalito), de granulação média e no qual a foliação define um fino e descontínuo bandamento por segregação metamórfica. É constituído por oligoclásio (sendo freqüentes as antipertitas) com gotas de quartzo, quartzo, biotita castanho-esverdeada e feldspato alcalino. Como acessórios ocorrem hornblenda, titanita, zircão(zonado), opacos e clorita.

Os mesossomas estromáticos são biotita-tonalitos, leucocráticos com baixo índice de cor, granoblásticos inequigranulares médio-finos, localmente de aspecto bandado (bandas ricas em biotita e opacos, e bandas quartzo-feldspáticas sub-centimétricas). A associação mineralógica principal é constituída por oligoclásio (sendo freqüentes as antipertitas), quartzo, biotita castanha (comumente alterada para clorita), e feldspato alcalino em pequena quantidade. Como acessórios ocorrem zircão, apatita, titanita e

opacos. Não ocorre hornblenda.

Um provável paleossoma gnáissico identificado é um biotita tonalito-granodiorito, leucocrático, de textura isogranular e granulação fina-média. Os minerais principais são o oligoclásio (antipertitas) com inclusões de quartzo, quartzo, biotita castanha-avermelhada, hornblenda verde-castanha e feldspato alcalino. Opacos ocorrem como acessórios.

Quando plotados no diagrama Q-P-FA (figura 5) tanto o paleossoma, os mesossomas gnáissico e estromáticos e o leucossoma

figura 5. Composições modais dos Migmatitos Amparo plotadas no diagrama Quartzo-Plagioclásio-Feldspato Alcalino.

- A e C: melanossomas
- IF: "paleossoma"
- IC e J: mesossomas estromáticos
- E: mesossoma gnáissico
- IH: leucossoma granítico
- L: leucossoma trondjemítico
- N e R: granitos tardios

ma trondjemítico têm composições comparáveis, sendo que a única feição petrográfica que os distingue é o conteúdo de máficos, seja biotita (predominante) ou eventualmente hornblenda. A quantidade de opacos e outros acessórios em geral também acompanha a variação dos máficos a grosso modo.

4.1.1.4 Monzogranitos tardios

São rochas granitóides homogêneas, foliadas, ocorrendo como corpos circunscritos, elipsoidais, de extensão da ordem de dezenas a poucas centenas de metros, nos terrenos ortognáissicos ou na Associação Máfico-Ultramáfica de Arcadas, predominantemente.

Tratam-se composicionalmente de (biotita)-monzogranitos (3b), cinzento-rosados, leucocráticos. A textura é granoblástica isogranular (xenomórfica) de granulação média. Constituem-se predominantemente por plagioclásio, quartzo, feldspato alcalino e biotita. Como acessórios ocorrem zircão, alanita, apatita, titanita, ilmenita e magnetita. Vermiculita, clorita e sericita são minerais de alteração.

4.1.2 Associação Máfico-Ultramáfica de Arcadas

A Associação Máfico-Ultramáfica de Arcadas têm sua principal ocorrência de afloramentos em uma estreita faixa de aproximadamente 0,5km de largura por 5km de extensão, com orientação NE e espessuras aparentes da ordem de 250 a 300m, quase toda na folha Arcadas 1:10.000. É englobada nos terrenos ortognáissico-migmatíticos, com os quais está em contato em sua maior extensão.

Trata-se de um corpo de organização interna estratificada, estruturado em grandes dobras da fase principal de deformação;

ocorrências isoladas dessas rochas, junto a rochas ortognáissicas, são mapeadas dentro da associação supracrustal próximo a Arcadas, devendo representar "klippes" de grandes dobras envolvendo também a associação ortognáissica (perfil A-B, em anexo).

Dentro dessa associação distinguem-se:

4.1.2.1. Xistos ultramáficos verdes e rochas associadas

Os litotipos predominantes são olivina-tremolita-xistos ultramáficos homogêneos, no qual os cristais de tremolita, idiomórficos, dispõem-se em arranjo nematoblástico, orientados segundo a foliação principal (figura 6), assim como os cristais de olivina (de hábito alongado, substituídos por iddingsita e serpentinizados nas fraturas). Restos de ortopiroxênio, disformes, são substituídos por talco de fina granulação, em paragênese com as tremolitas. Os ortopiroxênios são anteriores à foliação principal, e a continuidade óptica entre os restos dispersos sugere que tratavam-se de cristais maiores.

Espinélio é a variedade aluminosa, e ocorre intersticialmente, de modo fragmentário. Opacos e titanita são acessórios. Não se observa clorita. O opaco predominante é ilmenita, cinza-clara pleocróica à luz refletida, finamente granulada e concentrada em microbandas paralelas à xistosidade, e apresentando feições de exsolução de hematita/magnetita. Ocorrem ainda nessas rochas finas bandas e lentes subcentimétricas em espessura de Cobre nativo, maciço ou em matriz ultramáfica. Pirita ocorre em quantidades mínimas, em microfraturas.

Localmente têm-se amostras nas quais observam-se grandes cristais poiquiloblásticos de ortopiroxênio desenvolvidos sobre uma

figura 6. Rochas da Associação Máfico-Ultramáfica de Arcadas.

- A. Diopsídio-anfibolito bandado, amostra de mão AP.II.1.
 B. Diopsídio-anfibolito bandado, detalhe microscópico.
 C. Meta-ultramáfica com textura de olivinas alongadas, amostra AP.II.3.
 D. Detalhe da textura de anfibolito homogêneo, lâmina AP.II.13.
 E. Detalhe da textura de xisto ultramáfico, lâmina AP.II.54.

pl: plagioclásio hbl: hornblenda cpx: clinopiroxênio
 opx: ortopiroxênio ta: talco tr: tremolita

matriz tremolítica poligonizada fina, não substituídos por talco, e associados a olivinas também poiquiloblásticas.

Podem ocorrer faixas de rochas com texturas distintivas nas quais grandes cristais alongados/platiformes de olivinas poiquiloblásticas (englobando anfibólios e opacos) arranjam-se aleatoriamente (figura 6). Estão em paragênese com cristais de ortopiroxênio também poiquiloblásticos, e englobados em matriz de tremolitas prismáticas bem desenvolvidas e arrançadas aleatoriamente ou em "rosetas". As olivinas estão em geral serpentinizadas, e os piroxênios talcificados. Cristais idiomórficos de tremolita frequentemente crescem sobre as olivinas, sendo possível também encontrarem-se núcleos de olivina (residual) nos cristais de anfibólio. Carbonatos (magnesita ?) ocorrem em cristais bem formados em paragênese com as tremolitas prismáticas.

Tais texturas macroscopicamente lembram muito a textura ígnea "spinifex".

Identifica-se assim, nessas rochas, uma paragênese desenvolvida segundo a foliação principal, com tremolita-talco-olivina-(magnesita). O espinélio ocorre em pequenas quantidades, intersticiais à matriz tremolítica. A substituição de olivina por iddingsita é um fenômeno de alteração, assim como a serpentinição em fraturas das olivinas.

Restos de uma paragênese anterior são representados por ortopiroxênios (restos envolvidos por talco ou cristais poiquiloblásticos preservados) e olivinas (relictos em núcleos de cristais de anfibólio ou cristais poiquiloblásticos preservados).

4.1.2.2. Diopsídio-anfibolitos bandados

São rochas onde se alternam bandas subcentimétricas a centimétricas cinzento-escuras (a hornblenda e plagioclásio, granonematoblásticas) e esverdeadas (a clinopiroxênio e plagioclásio, granoblásticas) (figura 6). A granulação é fina-média, o plagioclásio é predominantemente oligoclásio e o clinopiroxênio é diopsí₁ dio verde-claro a quase incolor; quartzo é freqüente. A foliação é paralela ao bandamento composicional.

Ocorrem freqüentemente lentes boudinadas ou de aspecto nodular, negras (praticamente monominerálicas a hornblenda) de granulação média (mais grosseiras que o conjunto) e espessuras centimétricas em geral. Eventualmente têm-se finas bandas intercaladas ricas em carbonatos, quartzo e clinopiroxênio.

São ricos em pirita nas bandas claras, podendo conter alguma calcopirita.

4.1.2.3. Anfibolitos homogêneos

São anfibolitos grano-nematoblásticos homogêneos fino-médios (figura 6), com proporções equivalentes de hornblenda e plagioclásio (oligoclásio/andesina), zonado e complexamente geminado; eventualmente podem ocorrer antipertitas. Clorita, opacos esqueletais e titanita ocorrem em pequenas quantidades. Podem ocorrer bolsões de plagioclásio com cristais bem formados e textura "em mosaico"; a hornblenda apresenta inclusões de quartzo.

4.1.2.4. Outras intercalações

São ainda encontradas pequenas lentes (por vezes mapeá-

veis) de grafita-sillimanita-quartzito xistos, e quartzitos recristalizados impuros, ricos em opacos e minerais de alteração ocre, de colorações avermelhadas ou alaranjadas (formações ferríferas originalmente ?).

Ocorrem ainda intercalações de glimmeritos, rochas essencialmente biotíticas de granulação média a grossa, e de biotita-xistos máficos, com algum quartzito e hornblenda.

4.2. PROTEROZÓICO MÉDIO

Dentro dessa associação podem ser distinguidos dois conjuntos litológicos: o primeiro é formado por uma unidade de mica-xistos, quartzito-xistos e quartzitos, com intercalações menores de rochas cálcio-silicáticas, anfibolitos e biotita-gnaisses (os Xistos Fda. Bela Vista), que passam transicionalmente para uma unidade de rochas quartzíticas com diversas intercalações de mica-xistos (Quartzitos Serra dos Feixos). O segundo conjunto, por sua vez, é representado pela unidade dos Gnaisses Ribeirão do Pantaleão, em contato abrupto com os Quartzitos Serra dos Feixos. São (granada)-biotita-plagioclásio gnaisses bastante heterogêneos, com intercalações transicionais e subordinadas de gnaisses quartzosos, quartzitos e quartzito-xistos, e ainda anfibólio-gnaisses, anfibolitos e rochas ferro-manganesíferas. Uma unidade de gnaisses cálcio-silicáticos (Gnaisse Duas Pontes, Wernick, 1967) possui contatos abruptos com os gnaisses anteriores, mas encontra-se litoestratigraficamente associada fechando o conjunto.

Tais unidades são mapeadas em 1:25.000 e mostram características distintivas do ponto de vista litológico, tanto em relação aos tipos predominantes quanto às intercalações característi-

cas. Dessa forma, em se tratando de uma associação meta-sedimentar a vulcano-sedimentar, adquirem "status" de Formações. As designações aqui empregadas, no entanto, têm caráter informal.

4.2.1. Conjunto Xisto-Quartzítico

4.2.1.1. Xistos Fazenda Bela Vista

Tal unidade se estende sempre em contato com os Quartzitos Serra dos Feixos a Oeste, havendo uma gradação em curto intervalo com os quartzitos no topo, e a Associação de Arcadas ou os ortognaisses a Leste e a Sul (contato abrupto, pré-metamórfico descolado tectonicamente ou cortado por falha pós-metamórfica). A área de exposição vai aumentando progressivamente de N.NE para S.SW, onde sua geometria é bastante influenciada por zonas de charneira de dobramentos tardios.

Predominam nessa unidade xistos e quartzo-xistos, ora mais ora menos feldspáticos, de granulação média em geral e colorações acinzentadas e avermelhadas a pardas de alteração. Constituem pacotes homogêneos por dezenas de metros, sendo comuns, no entanto, as intercalações de camadas de quartzitos e rochas cálcio-silicáticas, espessas de vários metros a decímetros apenas. São importantes também as intercalações de biotita-gnaisses e hornblenda gnaisses bandados, que constituem corpos individualizáveis. Texturas miloníticas e protomiloníticas superimpõem-se a essas rochas em faixas locais. (figura 7).

Petrograficamente distinguem-se biotita-quartzo xistos e biotita-xistos, lepidoblásticos a grano-lepidoblásticos, por vezes a fibrolita ou cianita, a feldspatos e/ou granada, turmalina amarela e muscovita. Opacos são acessórios frequentes, e as granulações variam de médias a finas. Mesoscopicamente são rochas homogêneas.

São intercalações importantes (figura 8) os biotita-plagioclásio gnaisses grano-lepidoblásticos, homogêneos ou incipientemente bandados e com mineralogia muito simples (basicamente biotita, plagioclásio e quartzo). São rochas cinzentas de granulação média em geral; granada e opacos são acessórios ocasionais, e as biotitas (frequentemente cloritizadas) formam arcos poligonais fechados bem desenvolvidos, com recuperação completa.

Localmente alternam-se com os xistos níveis de clinopiroxênio-biotita gnaisses (figura 8) de granulação fina-média (cálcio-silicáticos), milimetricamente bandados ou não, de textura granoblástica isogranular a grano-lepidoblástica. O clinopiroxênio (diopsídio) é verde claro a incolor, xenoblástico, e altera-se para tremolita e ainda para clorita e carbonatos. A biotita, em geral concentrada em bandas, é vermelho-castanha e finamente granulada. Granada, titanita e carbonatos ocorrem como acessórios.

São identificáveis as seguintes paragêneses típicas:

- plagioclásio - quartzo - K feldspato - clinopiroxênio - granada - biotita.
- plagioclásio - quartzo - clinopiroxênio - titanita - opacos.
- plagioclásio - quartzo - biotita $\pm$ opacos.
- plagioclásio - quartzo - clinopiroxênio - biotita - titanita - granada - opacos.

Ocorrem ainda clinopiroxênio gnaisses bandados (cálcio-silicáticos), com bandas de carbonatos e bandas quartzosas, granoblásticos; constituem-se de clinopiroxênio incolor, localmente transformado em anfibólio, quartzo e plagioclásio xenoblásticos a sub-idiooblásticos, e opacos e titanita como acessórios.

figura 7. Texturas dos Xistos Fazenda Bela Vista

- A. Amplo arco poligonal de biotitas (mimetizando dobra intrafolial D2) em sillimanita-granada-quartzo-biotita xisto, lâmina AP.417.
- B. Xistosidade principal S2 (com desenvolvimento de bandamento diferenciado) em biotita-quartzo xisto grão-lepidoblástico; lâmina AP.136.
- C. Protomilonito com lentes granoblásticas de quartzito.
- D. Bandamento diferenciado centimétrico com textura "anastomosada" nas bandas quartzo-feldspáticas.
- E. Brecha tectônica
- F. Textura protomilonítica com "filmes de quartzo" em matriz fina.

figura 8. Rochas intercaladas aos Xistos Fda. Bela Vista.

- A. Clinopiroxênio-biotita gnaiss bandado; detalhe microscópico do bandamento composicional.
- B. Biotita-plagioclásio gnaiss grano-lepidoblástico; detalhe microscópico.
- C. Anfíbólio-gnaiss bandado, amostra de mão AP.181b.
- D. Anfíbólio-gnaiss bandado, detalhe microscópico do bandamento composicional.

cpx: clinopiroxênio tit: titanita bi: biotita hbl:hornblenda
 pl: plagioclásio op: opacos qz: quartzo

Ocorrem ainda corpos de anfibólio-gnaisses bandados, nos quais intercalam-se irregularmente bandas essencialmente quartz-feldspáticas, fino-médias, e bandas escuras ricas em hornblenda e plagioclásio; a textura é granoblástica a grano-nemoblástica. A hornblenda é verde-castanha, fortemente pleocróica, o plagioclásio é oligoclásio/andesina, em geral fortemente saussuritizado nas amostras observadas, e opacos ocorrem como acessórios. A maior ocorrência mapeada apresenta espessura aparente da ordem de 100m.

A xistosidade principal nas rochas dessa unidade é uma foliação secundária (S2) em geral definida por fino bandamento diferenciado, sub-milimétrico a milimétrico, alternando bandas lepidoblásticas e bandas quartzosas. São característicos os arcos poligonais de biotita e mais raramente de fibrolita (mimetizando microdobras D2). Tal xistosidade pode ser bem caracterizada como um equivalente de grau médio da clivagem de crenulação com dissolução por pressão associada. (figura 7)

São bastante freqüentes nesses tipos litológicos texturas protomiloníticas, em estreitas faixas (subcentimétricas a centimétricas) ou em pacotes mais espessos (até vários metros). Tais texturas caracterizam-se por: "filmes de quartzo" ("ribbon quartz"), formados por agregados policristalinos de grãos sub-retangulares de quartzo, que apresentam espessuras sub-milimétricas a milimétricas e comprimentos de até vários centímetros; bandamentos diferenciados sub-centimétricos e centimétricos e com textura "anastomosada" nas bandas quartzo-feldspáticas, dada pelo achatamento (e estiramento) de grãos; texturas "fibrosas" com acentuado estiramento dos feldspatos; e texturas protomiloníticas com lentes e "olhos" de quartzito granoblástico imersas em matriz fina foliada (figura 7).

É no contato com os Quartzitos Serra dos Feixos que ocorrem os mais importantes níveis de xistos protomiloníticos e miloníticos, cuja foliação transiciona tanto para a xistosidade principal quanto para o deslocamento dos quartzitos superiores. As estruturas tectônicas mais importantes em escala mesoscópica são a foliação "escama de peixe" ("mica-fish"), estruturas sigmoidais e brechas tectônicas (figura 7).

Tal contato têm caráter de um cisalhamento, no geral dúctil, associado ao metamorfismo da foliação S2. Os indicadores cinemáticos (foliação "fish" e estruturas sigmoides) mostram sentido de transporte tectônico para Noroeste. No entanto as observações de campo mostram que esse contato têm características transicionais, com o aumento progressivo das intercalações de bancos e lentes de quartzitos nos xistos, com ou sem texturas protomiloníticas, permitindo supor um caráter transicional original entre as unidades e um deslocamento pouco expressivo.

4.2.1.2. Quartzitos Serra dos Feixos

Os Quartzitos Serra dos Feixos dispõem-se em uma faixa irregular de orientação S.SW-N.NE, topograficamente destacada no relevo e cuja terminação a Sudeste é truncada por falhamento tardio. Nesse local, apesar de sofrer efeitos de dobramentos tardios que envergam a S2, ainda guarda porções que admitem tal foliação como plano-axial, sugerindo uma terminação de dobra D2.

O pacote como um todo perfaz 600 a 650m de rochas quartzíticas. No entanto desdobrando-se a estrutura isoclinal D2 admite-se cerca de 300m de espessura aparente.

Predominam nessa unidade quartzitos recristalizados de aspecto maciço ou placoso, frequentemente micáceos (com musco-

vita), localmente arcoseanos e eventualmente com turmalina. São rochas granoblásticas, de granulação fina a média, em geral esbranquiçadas e que podem mostrar aspecto protomilonítico com estiramento de grãos e recristalização. A foliação principal é uma S2 que superimpõe-se e recupera uma foliação anterior.

Não foram observadas em momento algum estruturas sedimentares primárias preservadas; uma interessante feição observada, no entanto, é a ocorrência freqüente de estruturas ovaladas de quartzo diferencialmente recristalizado, em geral centimétricas, sugerindo eventuais seixos ou então dobras em bainha. O pacote é cortado por veios e bolsões pegmatóides, sub-verticais em geral e zonados (com predominância de feldspatos brancos nas bordas e de quartzo e alguma turmalina no centro), com espessuras de alguns centímetros a vários decímetros. Pequenas falhas tardias de caráter normal também são comuns.

Intercalam-se níveis deci étricos a métricos de biotita-quartzo xistos grano-lepidoblásticos e xistos feldspáticos, freqüentemente proto-miloníticos, assim como níveis de uma sequência bandada.

Pos "sequência bandada" denominamos níveis de até aproximadamente 10m de espessura de rochas alteradas (talvez metavulcânicas ?), com bandamento centimétrico (da ordem de 3cm a 10cm predominantemente) alternando bandas brancas argilosas e bandas vermelho-violáceas e amarelo-esverdeadas mais quartzosas e bandas castanho-escuras (semelhantes à alteração da hematita); ocorrem bolsões de material argiloso esverdeado ou branco, e níveis negros manganésíferos e de sulfatos esverdeados. Localmente o bandamento é rompido isolando fragmentos (com aparência de "bou-

dins ou mesmo seixos) de material branso em meio a matriz cinzen-to-violácea ou avermelhada; dobras intrafoliais do bandamento são comunus. Tais características devem denotar um contraste original de competência entre as bandas argilosas de alteração.

A identificação de litologias essencialmente semelhantes à "seqüência bandada" em quartzitos da região de Serra Negra e Águas de Lindóia (M.C. Campos Neto, comunicação verbal) evidencia o papel dessas rochas, dadas as suas características peculiares, como importante guia de correlação estratigráfica.

4.2.2. Conjunto Gnáissico-Calciossilicático

4.2.2.1 Gnaisses Ribeirão do Pantaleão

Trata-se de uma unidade bastante heterogênea do ponto de vista litológico, constituindo-se de diversas intercalações (sub-unidades de mapeamento, transicionais) no litotipo gnáissico predominante.

Essa extensa unidade dispõem-se a Noroeste dos Quartzitos serra dos feixos, também com orientação S.SW-N.NE, é truncada em sua terminação a SW por falhamento tardio, e limita-se a Noroeste com os gnáisses cálcio-silicáticos Duas Pontes (sempre em contatos bruscos); repete-se a Noroeste dos Gnaisses Duas Pontes, em disposição concordante com a foliação S2 regional. Mais a Oeste do falhamento anteriormente referido, ocorre em uma faixa irregular de orientação grosseiramente N-S, que se inicia na Cidade de Pedreira a Sul. As espessuras aparentes, estimadas desdobrando-se as isoclinais D2, são da ordem de 600m.

Os tipos litológicos mais característicos (figura 9) são os granada-biotita-plagioclásio gnaisses cinzentos, muito heterogêneos, variando desde rochas grossas, com megacristais (ocelares)

de plagioclásio e porfiroblastos de granada, a tipos mais finos e lepidoblásticos, ricos em granada ou não. Em geral exibem bandamento centimétrico grosseiramente delineado, e textura granoblástica a grano-lepidoblástica. São bastante comuns níveis com lentes ou "olhos" esbranquiçados de aglomerados de plagioclásio e quartzo, de até 3 a 4cm na maior extensão.

A mineralogia, ao contrário das estruturas e texturas dessas rochas, é bastante simples: plagioclásio (oligoclásio) em geral em grandes cristais bem formados, quartzo e biotita (castanho-avermelhada predominantemente), podendo ocorrer também hornblenda; granada rosada ocorre ora como mineral principal, ora como acessório; opacos ocorrem em quantidades reduzidas.

Intercalam-se transicionalmente nessa unidade:

- Níveis decimétricos a métricos de quartzitos arcoseanos, bastante recrystalizados, granoblásticos, de granulação média a grosseira e coloração esbranquiçada a rosada.

- Níveis decimétricos a métricos de biotita-quartzoxistos finos, lepidoblásticos a grano-lepidoblásticos; quartzitos finos impuros, gnaisses quartzosos, quartzoxistos manganésíferos finamente bandados.

- Sequências bandadas, alteradas, com bandas centimétricas a sub-centimétricas cinzento-escuras e esverdeadas areno-argilosas, bandas negras maciças manganésíferas e bandas argilosas ocre.

- Quartzitos manganésíferos e ferruginosos (figura 9), freqüentemente associados aos níveis de quartzitos "comuns" e quar

figura 9. Tipos litológicos característicos da Unidade dos Gnaisses Ribeirão do Pantaleão.

- A. Hornblenda-biotita-plagioclásio gnaisse, de granulação fina-média e sem bandamento definido; lâmina AP.III.110b.
- B. Granada-biotita-plagioclásio gnaisse inequigranular médio-grosso, granoblástico a grano-lepidoblástico.
- C. Granada-quartzito ferruginoso finamente bandado.
- D. Biotita-plagioclásio gnaisse bandado, médio-grosso.

hbl: hornblenda op: opacos bi: biotita gr: granada qz: quartzo
pl: plagioclásio

tzo-xistos, em seqüências de bancos de espessuras decimétricas que podem alcançar vários metros de espessura. Os tipos litológicos variam desde quartzitos finos manganésíferos, finamente bandados, até rochas maciças, densas, negras e finamente granuladas, de alteração cinzento-castanha. Distinguem-se entre os primeiros os anfibólio-granada quartzitos, onde o anfibólio se concentra em finas bandas (milimétricas), juntamente com granada e quartzo, de coloração escura devido à percolação de óxidos castanho-avermelhados (Fe-Mn); a textura é granoblástica. Entre as últimas rochas, por sua vez, distinguem-se dois tipos principais. No primeiro identificam-se três fases minerais distintas (um cimento ou matriz escuro, produto de alteração; quartzo, predominante; e granada, com feições de dissolução freqüentes e comumente formas hexagonais idiomórficas), podendo representar uma incipiente mineralização manganésífera; anfibólio, pirita e calcopirita ocorrem como acessórios. No segundo tipo predomina uma única fase mineral (granadas substituídas), freqüentemente dissolvida e micro-fraturada, com preenchimentos de hematita/magnetita, e talvez óxidos de Ti ou Fe-Ti; pirita, em pequenos glóbulos, ocorre como acessório. São comuns cavidades de dissolução preenchidas por material secundário anisótropo, coloforme e até fibro-radiado, bem cristalizado, lembrando hidróxidos de Mn ou Fe (lepidocrocita ou gôethita).

Tais ocorrências foram identificadas na porção central da faixa dos Gnaisses Ribeirão do Pantaleão, e seguindo a disposição da unidade por vários quilômetros. Dadas suas características particulares, tais rochas mangano-ferríferas podem vir a constituir, a exemplo da "seqüência bandada" nos quartzitos, um bom nível estratigráfico guia. As cristas de quartzito, em geral um pouco destacadas na topografia, podem ser muitas vezes mapeadas em extensões consideráveis, apesar das espessuras reduzidas.

Intercalam-se ainda níveis de anfibolitos cinzento-esverdeados finos, homogêneos, nematoblásticos a grano-nematoblásticos, compostos essencialmente por hornblenda e plagioclásio em proporções equivalentes, e diopsídio, granada, opacos e eventualmente biotita como acessórios.

Podem ocorrer localizadamente biotita-plagioclásio gnaiss cinzentos mais homogêneos, em geral pobres em granada, grossos e com megacristais ocelares a sub-retangulares de plagioclásio, e com freqüentes intercalações de níveis centimétricos a decimétricos de anfibolitos boudinados e rotacionados.

As composições químicas obtidas para alguns biotita-plagioclásio gnaisses típicos da unidade são apresentadas na tabela 1, em anexo. Os dados foram obtidos no laboratório Geolab, segundo métodos descritos no capítulo VI.

Caso se tratassem de rochas vulcânicas e caso a composição química original não tenha sofrido mudanças significativas durante os processos metamórficos superimpostos, poderiam ser classificadas como rochas sub-alcálinas intermediárias a ácidas, variando de termos andesíticos a dacíticos. No diagrama AFM (álcalis- $\text{FeO(t)} - \text{MgO}$) distribuem-se em um "trend" cálcio-alcálico (figura 10). Suas composições são ainda bastante compatíveis com as das rochas grauváquicas, talvez com excessão do conteúdo de CaO algo elevado (M. Demange, comunicação pessoal). Tais características são indicativas de se tratarem predominantemente de rochas grauváquicas, produtos do retrabalhamento rápido de rochas vulcanogênicas cálcio-alcálinas, em ambiente orogênico (figura 11).

TABELA 1. Gnaisses Ribeirão do Pantaleão

	amostra						
	AVIII147	AP240a	APIII192	AP203	AP249	AIIII116	AIIII69
SiO ₂	63.6	68.6	63.0	65.3	70.6	60.5	62.5
Al ₂ O ₃	15.3	14.6	15.1	15.4	13.3	14.9	15.4
FeO	5.1	3.4	6.4	4.9	4.6	4.9	6.8
Fe ₂ O ₃	1.1	0.53	1.3	0.99	0.71	3.6	0.86
CaO	5.2	3.1	3.2	3.2	2.8	6.0	3.3
MgO	2.1	2.2	4.5	3.2	2.4	4.0	4.1
Na ₂ O	4.6	3.6	2.9	3.9	3.3	3.4	3.3
K ₂ O	1.9	2.7	2.4	2.3	1.5	1.3	2.2
MnO	0.09	0.05	0.1	0.08	0.09	0.13	0.08
TiO ₂	0.82	0.55	0.85	0.72	0.56	0.97	1.11
P ₂ O ₅	0.19	0.1	0.15	0.05	0.05	0.16	0.2
Ba	940	1250	560	750	540	430	830
Rb	55	95	78	95	65	32	70
Sr	730	400	200	260	270	280	240
Ni	66	45	98	66	66	47	88
Cr	96	88	265	120	156	42	132
Zr	390	210	230	180	250	200	200
Y	39	21	20	23	26	32	25

Nb valores menores que 20ppm.....

*VALORES RECALCULADOS PARA BASE ANIDRA (SiO₂ até P₂O₅)

* FeOt = FeO + 0,8998 Fe₂O₃

* SiO₂ até P₂O₅: valores em % em peso

* Ba até Nb: valores em ppm

figura 10. Diagramas AFM e álcalis x sílica

figura 11. Diagramas das funções discriminantes de Moine e La Roche (1968) para os Gnaisses Ribeirão do Pantaleão.

Figuras 10 e 11. Características químicas dos Gnaisses Ribeirão do Pantaleão. A separação dos campos alcalino (a) e sub-alcalino (sa) é aquela de Irvine e Baragar (1971).

4.2.2.2. Gnaisses Duas Pontes (Wernick, 1967)

São gnaisses homogêneos a bandados, sub-centimétrica e centimetricamente, de granulação média a grossa (em geral inequigranulares) e texturas granoblásticas. Apresentam coloração em geral cinzento-esverdeada, com toques rosados por vezes. Podem ocorrer variedades porfiroblásticas com megacristais de feldspato róseo de até 4 cm.

Tais rochas posicionam-se quase sempre em contatos bruscos com os Gnaisses Ribeirão do Pantaleão, ou em contatos tectônicos com outras unidades. As espessuras aparentes estimadas são da ordem de 250m.

São rochas bastante heterogêneas do ponto de vista petrográfico, sendo os tipos mais característicos os clinopiroxênio gnaisses irregularmente bandados (figura 12), cujas paragéneses mais frequentes são as seguintes:

-Plagioclásio + quartzo + hornblenda + clinopiroxênio + titanita + opacos + K feldspato.

-Plagioclásio + quartzo + hornblenda + granada + opacos.

Opacos, alanita amarela, e titanita são acessórios frequentes. Carbonatos e epidoto ocorrem comumente como minerais de alteração.

A estrutura bandada, mal definida, em geral alterna bandas onde se concentra hornblenda (e clinopiroxênio) e bandas sem hornblenda. Além disso são comuns finas bandas quartzosas e bandas brancas quartzo-feldspáticas.

A textura em geral é granoblástica isogranular média-fina.

figura 12. Gnaisses Duas Pontes, detalhes microscópicos.

A. Opaco-hornblenda-granada cálcio-silicática granoblástica homogênea equigranular. Lâmina AP.III.101a.

B. Hornblenda-clinopiroxênio gnaisse bandado; notar as importantes bandas quartzosas paralelas à foliação principal. Lâmina AP.III.104.

São características dessas rochas a cor de alteração ocre-esbranquiçada e a ocorrência de concreções silicosas supergenas. Ocorrem freqüentemente intercalações de anfibolitos, assim como de quartzitos impuros (esses últimos notadamente no contato com os Gnaisses Ribeirão do Pantaleão).

4.2.3. Gnaisses Graníticos a magnetita e hornblenda

Tratam-se de ortognaisses graníticos a biotita, hornblenda e magnetita, homogêneos ou, mais freqüentemente, subcentimetricamente bandados (alternando bandas diferenciadas quartzo-feldspáticas rosadas e bandas ricas em máficos).

A coloração é cinzento-rosada (acentuando-se o tom ro-

sado nas amostras mais alteradas), e a granulação média a fina.

Tais rochas constituem um corpo tabular paralelo à disposição das unidades adjacentes, disposto entre os quartzitos Serra dos Feixos e os Gnaisses Ribeirão do Pantaleão, a Noroeste. É possante de cerca de 350 a 500m.

A foliação principal, representada pelo bandamento diferenciado com segregação de máficos, é bem caracterizada como uma S2 de mesma natureza e concordante com a foliação das rochas adjacentes; não se observam, a nível de afloramentos, relações de contato.

No conteúdo mineralógico principal predominam feldspato alcalino (notadamente microclínio), freqüentemente pertítico, e quartzo, com quantidades subordinadas de plagioclásio (em pequenos cristais, eventualmente zonados). Os minerais máficos mais importantes são a biotita (parda) e hornblenda verde escura, fortemente pleocróica. Opacos (magnetita) ocorrem em quantidades apreciáveis; zircão, titanita e rutilo são acessórios, e clorita pode aparecer como alteração da biotita. A textura é granoblástica isogranular. Composicionalmente correspondem a sienogranitos (3a).

Intercalam-se nessas rochas corpos lenticulares de xistos ultramáficos verdes e anfibolitos. Os primeiros mostram granulação fina, textura nematoblástica, e são constituídos essencialmente por antofilita, talco e serpentina. O anfibólio é transparente e mostra tipicamente hábito alongado, em matriz de talco muito fina.

Tais gnaisses graníticos são correlacionáveis, tanto do ponto de vista litológico quanto em relação à forma de ocorrência e características estruturais, aos Granito-gnaisses Ta-guar, descritos por Vasconcellos (1988) na região de Ouro Fino (MG). O mesmo autor reconheceu nesses granitóides a presença de ferro-hastingsita e possível ferro-salita, de ocorrência comum em rochas de tendência alcalina associadas a ambientes anorogê-nicos de magmatismo.

CAPÍTULO V

DEFORMAÇÃO E METAMORFISMO

5.1. Associação Supracrustal

5.1.1. Fase de Deformação D1

Uma fase de deformação anterior à fase principal regional (D2), e à qual não foram observadas dobras associadas, é evidenciada na Associação Supracrustal pela presença de uma foliação reliquiar S1 e pelo próprio caráter secundário da S2.

A essa fase provavelmente associam-se deslocamentos da cobertura supracrustal sobre as unidades ortognáissico-migmatíticas, de caráter rúptil, que propiciaram o posicionamento da Associação máfico-ultramáfica de Arcadas isolada nos mica-xistos como charneira anticlinal sinfórmica D2, com apenas restos de rochas ortognáissicas associadas.

5.1.2. Fase de Deformação sin-xistosa D2

5.1.2.1. Estruturas

A feição planar dominante nos mica-xistos e gnaisses, à qual em geral paralelizam-se os contatos litológicos (conforme já delineado nas descrições litológicas), é uma foliação intensa de caráter regional caracterizada fundamentalmente pela orientação de micas (além da orientação de grãos de quartzo e feldspatos achatados) configurando freqüentemente um micro-bandamento diferenciado (ou seus equivalentes mais grosseiros), à qual associam-se comumente feições de transposição intensas a nível mesoscópico.

Caracteriza também tal estrutura a presença conspícua de arcos poligonais de biotita (em "V"), desenvolvidos por recristalização ou migração de charneiras de "kink bands" (figura 13); arcos poligonais mais amplos, em "U", formados por cristais tais de biotita não deformados mimetizando dobras intra-foliais, por recristalização, são bem mais raros. O desenvolvimento de bandamento diferenciado e a predominância dos arcos em "V" seria atribuível à dissolução por pressão e recristalização metamórfica sin (e pós) cinemática, com transposição localmente associada.

Tais estruturas são características, no mínimo, de uma segunda fase de deformação. A foliação principal, portanto, pode ser bem caracterizada como uma foliação secundária (S2) que se superimpõe e recupera uma foliação metamórfica anterior (S1).

A superfície de foliação S2 transiciona freqüentemente a foliações protomiloníticas e miloníticas, com estruturas tipo "escama de peixe" e "sigmóides" (figura 13).

A nível de afloramentos observam-se dobras D2 (figura 14), transpostas (isoclinais, sem raízes e embutidas na foliação principal) ou assimétricas a flancos longos e curtos, sempre com acentuado espessamento de charneiras; tais dobras afetam a foliação anterior S1 ou são delineadas por bandas quartzosas ou quartzo-feldspáticas, freqüentemente rompidas. É comum a ocorrência de estruturas boudinadas e rotacionadas.

Associa-se à foliação S2 uma lineação de estiramento/orientação mineral (12), disposta em muitos casos ortogonalmente ao "strike" das estruturas D2 (sendo essa sua orientação preferencial).

figura 13. Estruturas microscópicas D2.

- A e B. Arcos poligonais de biotita fechados (em "V"); respectivamente lâminas AP.II.9b (gnaissc cálcio-silicático bandado) e AP.II.6 (biotita-plagioclásio gnaissc).
- C. Arco poligonal de biotita em gnaissc cálcio-silicático (AP.II.9a)
- D. Amplo arco poligonal de biotitas mimetizando dobras D2 (lâmina AP.II.9c).

bi: biotita cpx: clinopiroxênio op: opacos qz e pl: quartzo e plagioclásio predominantemente

figura 14. Estruturas mesoscópicas D2.

- A. Dobras assimétricas com flanco inverso rompido, em bandas quartzosas de gnaiss cálcio-silicático.
- B. Dobras simétricas transpostas em granada-biotita-plagioclásio gnaiss.
- C. Dobra de foliação, assimétrica, em biotita-plagioclásio gnaiss.
- D. Dobras assimétricas a flancos longos e curtos em bandas quartzo-feldspáticas grossas, em gnaiss granoblástico cálcio-silicático.
- E. Estrutura tectônica "escama-de-peixe" ("mica-fish").
- F. Estrutura tectônica sigmóide.

Em escala menor as mega dobras D2, isoclinais recumbentes, são inferidas pela repetição de unidades concordantemente à foliação principal (ou seja, admitindo essa foliação como plano-axial), e pelas assimetrias das microdobras parasitas. A direção de transporte tectônico para Noroeste seria indicada pelo engajamento de unidades da Associação Ortognáissica em núcleos anticlinais das dobras D2 com fechamento de charneiras nessa direção.

Identificam-se, envolvendo a Associação Supracrustal:

- Um grande anticlinal sinfórmico, com os Gnaisses Ribeirão do Pantaleão no núcleo, com flancos inversos com extensão da ordem de 10km, suficiente para caracterizar estruturas alóctones do tipo nappe de dobramento;

- Dois prováveis sinclinais antifórmicos, com flancos invertidos da mesma ordem de grandeza, envolvendo nos núcleos os Gnaisses Duas Pontes e os Quartzitos Serra dos Feixos. A terminação Sudoeste dos Quartzitos Serra dos Feixos, apesar de afetada por redobramentos posteriores, ainda conserva a foliação S2 em plano-axial; a continuidade física dos Xistos Fazenda Bela Vista com os Gnaisses Ribeirão do Pantaleão é, no entanto, truncada por falhamento tardio.

5.1.2.2. Deformação e crescimento mineral

Nas seqüências de xistos são identificadas com frequência fibrolitas (sillimanitas fibrosas), bastante finas, recristalizadas e preservadas em arcos poligonais, em microlitons do bandamento diferenciado S2. Desse modo, tal como as biotitas

arcos poligonais, elas podem ser caracterizadas como pós-cinemáticas (pois não se dispõem de maneira plano-axial às dobras e nem estão deformadas), mimetizando as charneiras das dobras da

figura 15. Representação esquemática de poiquiloblasto de granada sin-cinemático, com foliação interna Si encurvada (delineada por inclusões de quartzo e feldspato), fazendo ângulo abrupto com a foliação externa Se (foliação principal S2), que contorna o cristal. Gnaiss bandado cálcio-silicático, lâmina AP.II.96.

foliação pré-existente. A existência de arcos poligonais é indicativa da conservação ou superimposição de gradiente termal elevado em condições pós-tectônicas (Bard, 1986).

Os cristais de granada desenvolvidos em gnaisses e rochas cálcio-silicáticas são, em geral, poiquiloblásticos e não muito bem cristalizados. Mostram-se frequentemente moldados pela foliação principal externa Se (= S2) - que os contorna, indicando deformação posterior ao crescimento do cristal -, ou englobados como relictos em bandas micáceas. Tais poiquiloblastos comumente apresentam padrões de inclusões internas (delineados principalmente por quartzo) encurvados ou sigmoicais, caracterizando uma foliação interna Si (em geral mal definida), descontínua em relação à Se.

Sendo assim, supõe-se que o desenvolvimento principal das granadas foi sin-cinemático à deformação da S₁, mas cessou antes do fim da deformação e do desenvolvimento pleno da foliação S₂.

É importante lembrar a possibilidade de que a S₁ corresponda a um estágio precoce no desenvolvimento progressivo da Se(S₂); nesse caso os blastos seriam "eocinemáticos" (Bard, 1986).

São frequentes, nos biotita-plagioclásio gnaisses mais grossos, megacristais de plagioclásio também contornados pela foliação S₂. Outra feição, bem exemplificada em algumas amostras de biotita-plagioclásio gnaisses com "tendência" porfiroblástica ou ocelar, é a formação de aglomerados de quartzo, plagioclásio e biotita, cuja foliação rotacionada está em geral em descontinuidade com a S₂ principal circundante (padrões sin-cinemáticos), mas nos quais não se observam granadas, ou esta ocorre em núcleos incipientes. Podem, assim, representarem "porfiroblastos incipientes sin-tectônicos", limitados em seu desenvolvimento provavelmente por razões composicionais (como deficiências de Al).

5.1.2.3. Metamorfismo

As associações minerais principais das rochas da Associação supracrustal são características do metamorfismo regional de grau médio na fácies Anfibolito (sob condições de média pressão), e têm seu desenvolvimento referível à segunda fase deformacional e, com grande incerteza, à primeira. Evidências de migmatização (anatexia) são raras e ocorrem localizadamente.

Nas seqüências de xistos as paragéneses observadas, ba

sicamente a biotita + quartzo + plagioclásio + fibrolita + cianita + granada, são referíveis ao metamorfismo de pelitos nas partes de média a alta temperatura da fácies anfibolito (Winkler, 1977). Foi identificado o desenvolvimento de fibrolita em arcos poligonais pós-D2, o que não implica necessariamente no aparecimento desse mineral na S1, visto que ele pode estar cristalizado "aproveitando" a foliação anterior dobrada. O crescimento de biotita se deu, com mais segurança, segundo a S1 e a S2, e sua recristalização em condições pós-cinemáticas sob altos gradientes termais seguidos à 2ª fase (provavelmente devidos ao espessamento crustal advindo dessa fase de deformação).

As paragêneses encontradas nos anfibolitos intercalados (hornblenda + plagioclásio + granada + diopsídio) também são compatíveis com tais condições. As paragêneses encontradas nos gnaiss cálcio-silicáticos, por sua vez, seriam indicadoras do metamorfismo de margas nas partes de temperatura mais elevada da fácies anfibolito. O desenvolvimento de granadas sin-cinemático à D2 foi também evidenciado nessas rochas.

As paragêneses dos xistos ultramáficos associados ao corpo de granito gnáissico constituem-se basicamente de anfibólio antofilítico, talco e serpentina, que caracterizam condições de fácies anfibolito médio (O'Hara, 1967; Evans, 1977). Os próprios granito-gnaisses, por sua vez, não estão migmatizados e nem apresentam antipertitas, características marcantes da Associação Ortognáissica.

5.1.3. Fase de Deformação D3

A foliação S2 é dobrada em pelo menos três fases superimpostas. A fase mais intensa (D3) gera as estruturas dobradas

figura 16. Dobras D3.

- A. Dobras fechadas D3 e dobras tardias em quartzitos micáceos.
- B. Dobras D3 em biotita-gnaiss, com foliação a biotita nos intrados (B') passando a clivagem de crenulação discreta nos extrados.
- C. Charneira de dobra D3 em quartzito placoso médio-grosso da Serra dos Feixos; amostra de mão AP.22a.
- D. Dobras D3 em quartzito placoso.

predominantes a nível mesoscópico, de estilo marcadamente diferente das anteriores. Tratam-se de dobras inversas e microdobras parasitas da foliação/bandamento S2 (e seus equivalentes miloníticos), fechadas a cerradas em geral, sem espessamento de charneiras (figura 16). Tais estruturas desenvolvem uma xistosidade regional por orientação de micas ou eventualmente clivagem de crenulação espaçada (discretas predominantemente), podendo haver transição entre tais feições em função da posição estrutural nas dobras. Dessa forma observa-se, em afloramentos, a transição de foliação a biotita, nos intrados das dobras D3, a clivagens de crenulação nos extrados.

Associam-se ainda a tais estruturas o desenvolvimento de lineações (13) de orientação mineral ou intersecção, paralelas aos eixos B geométricos.

Em escala mais regional as grandes dobras D3 apressentam perfis fechados, assimétricos, sendo dobras inversas com planos-axiais caindo caindo com fortes mergulhos para NW em geral, efeito dos redobramentos tardios. Os comprimentos de onda são da ordem de centenas de metros até quilômetro, e os traços dos planos axiais são mapeados continuamente por vários quilômetros e dispõem-se preferencialmente na direção N.NE-S.SW. São estruturas coaxiais às da 2ª fase.

5.2. Associação Ortognáissico-migmatítica e Associação Máfico-ultramáfica de Arcadas

5.2.1. Deformação

A característica distintiva marcante nas rochas ortognáissicas é a presença de um bandamento gnáissico (Sn), por vezes apresentando aspecto de bandamento anatético, anterior ao de

envolvimento da foliação principal regional ($S_{n+1} \equiv S_2$). Tal comportamento é bem claro nas charneiras das dobras isoclinais a cerradas D_{n+1} que afetam o bandamento. Tais dobras em geral não apresentam caráter intra-folial, mais configuram estruturas em cujos flancos a S_{n+1} , plano-axial, se paraleliza a e recupera o bandamento anterior, não se observando o desenvolvimento de novas estruturas bandadas (figura 17).

Tal foliação principal (S_{n+1}) é concordante em atitude e correlacionável à foliação S_2 das supracrustais. Caracteriza-se pela orientação de minerais micáceos e achatamento de quartzo e feldspatos, freqüentemente transicionando para foliações miloníticas e estreitas zonas de cisalhamento.

São ainda identificáveis por vezes relictos de uma foliação anterior ao bandamento S_n , representada ou por filmes micáceos, ou por bandas e filmes quartzosos dobrados, preservados no bandamento S_n (sendo então superfícies S_{n-1}), freqüentemente fornecendo figuras de interferência com a fase S_{n+1} (figura 17).

Nas ocorrências isoladas de migmatitos estromáticos "tipo Amparo" são identificáveis figuras de interferência que caracterizam um bandamento S_{n-1} com foliação paralela e preservada em charneiras das dobras D_n (considerando-se a foliação principal como S_{n+1}).

As grandes estruturas D_{n+1} são dificilmente identificadas nos terrenos ortognáissicos devido à sua homogeneidade litológica, só sendo mapeáveis as estruturas que envolvem as rochas da Associação Máfico-ultramáfica de Arcadas. Tais rochas estão estruturadas em grandes dobras isoclinais a cerradas (que admitem a foliação principal como plano-axial), parasitas de dobra-

figura 17. Estruturas D_{n+1} e D_n em rochas da Associação Ortognáissico-migmatítica.

- A. Figura de interferência do tipo 3 de Ramsay (1967) em migmatito estromático dobrado, caracterizando a foliação plano-axial S_{n+1} .
- B. Figura de interferência em ortognaisse granodiorítico.
- C. Dobra D_{n+1} transposta em ortognaisse granodiorítico.
- D. Dobras D_{n+1} cerradas a isoclinais em ortognaisse bandado com intercalações de xistos ultramáficos.
- E. Dobra de "leucossoma" quartzo feldspático (com películas achata-
das de quartzo dobradas inclusas) com a foliação principal S_{n+1} plano-axial.

mentos maiores, e que envolvem também as rochas da Associação supracrustal.

Associa-se à foliação principal (S_{n+1}) uma lineação de orientação e estiramento mineral, também freqüentemente orientada ortogonalmente ao "strike" das estruturas.

Superimpõe-se à foliação principal (S_{n+1}) uma foliação regional a biotita bem menos intensa, correlacionável à S_3 das supracrustais. As dobras D_3 no entanto são perceptíveis somente em escala de afloramentos, não sendo mapeadas em decorrência também da homogeneidade das rochas ortognáissicas.

5.2.2. Metamorfismo

5.2.2.1. Associação Máfico-Ultramáfica

As paragéneses encontradas nos anfibolitos homogêneos, basicamente a hornblenda e plagioclásio (oligoclásio/andesina) em abundâncias semelhantes, são características do metamorfismo da fácies anfibolito. Tais condições são compatíveis com o metamorfismo relacionado à principal fase deformacional (D_2) das rochas da Associação Supracrustal.

Nos anfibolitos bandados, as paragéneses a clinopiroxênio-hornblenda-plagioclásio também são compatíveis com condições metamórficas de médio grau na fácies anfibolito.

As associações mineralógicas encontradas nas rochas ultramáficas, por seu lado, são mais complexas, sendo que as composições químicas totais não são compatíveis com o metamorfismo isoquímico de rochas ígneas ultramáficas peridotíticas, devido ao excesso de sílica (não correspondem ao triângulo diopsídio-enstatita-forsterita do diagrama SiO_2 -MgO-CaO - Evans, 1977; Winkler, 1977). A atuação de CO_2 se faz notar com certa importância em uma

única amostra, pela presença de carbonatos.

Eventuais relações intrusivas originais ou estruturas morfológicas ígneas (tais como derrames, lavas almofadadas) ou texturas originais (cumuláticas ou outras) teriam sido destruídas pela recristalização metamórfica e intenso tectonismo.

Nessas rochas constata-se que segundo a foliação principal regional desenvolve-se uma paragênese (isto é, a foliação é delineada pelo arranjo de minerais metamórficos coexistentes em equilíbrio textural), representada por tremolita-talco-magnesita. Outra associação é representada por cristais fragmentários, alongados, de olivinã (serpentinizada ou mesmo completamente substituída por Iddingsita), reorientados segundo a foliação principal, e cristais, também fragmentários e intersticiais, de espinélio verde, e ainda núcleos disformes de ortopiroxênio envoltos completamente por talco. Localmente, onde a foliação principal não é intensa, observam-se faixas de rochas onde olivinas e ortopiroxênios poiquiloblásticos (com resquícios de matriz poligonizada fina de tremolitas por vezes identificáveis) são preservados.

A primeira paragênese representa condições de fácies anfibolito, aproximadamente semelhantes à zona da cianita/estaurolita nas rochas meta-pelíticas (Evans, 1977; Calon, 1979), enquanto a segunda (ortopiroxênio-olivina e ainda espinélio verde como fase aluminosa) indicaria condições mais fortes, superiores à isógrada da sillimanita.

Dessa maneira a porfiroblastese representada pelos grandes cristais poiquiloblásticos de ortopiroxênios parece estar relacionada ao pico do metamorfismo, o que representaria temperaturas da ordem de 700 C sob pressões intermediárias. A presença de

uma fase fluida rica em CO_2 , no entanto, diminuiria razoavelmente tais condições. Cabe notar, porém, que os carbonatos observados estão em equilíbrio na textura relacionada à foliação principal ($\text{Sn}+1$).

Apesar de incerta, a origem das texturas nas quais as olivinas formam grandes ripas e placas alongadas é por vezes associada à existência de uma paragênese anterior a olivina (serpentina + H_2O) e talco, frequentemente com magnesita (Evans e Trommsdorff, 1974; Evans, 1977). Tais texturas são descritas em rochas peridotíticas submetidas a metamorfismo regional, e caracterizam camadas ou "schlierens" que gradam para rochas de texturas mais comuns (Evans, 1977); outros exemplos podem ser encontrados em Oliver et al. (1972), Collerson et al. (1976), Stamatelopoulou-Seymour e Francis (1980) e ainda Hartmann et al. (1987).

As ocorrências de glimmeritos ("biotititos"), por sua vez, são referíveis ao retrometamorfismo das rochas ultramáficas, frequentemente em associação a estreitas zonas de cisalhamento, sendo consideradas evidência de metamorfismo aloquímico, ao menos localizadamente. Zonas estreitas com texturas protomiloníticas e cataclásticas desenvolvidas em anfibolitos, enriquecidos em epidoto, também são exemplos de tal retrometamorfismo em condições de grau mais baixo.

5.2.2.2. Ortognaisses

As rochas ortognaissicas foram submetidas a condições metamórficas de alto grau, com freqüente migmatização. É característica marcante nessas litologias, tal como nos migmatitos Amparo, a presença conspícua de antipertitas. Sabe-se que a antipertita se forma porque o plagioclásio aceita mais K-feldspato em solu

ção sólida em seu retículo cristalino a altas temperaturas que a baixas, a exsolução se dando com o abaixamento da temperatura; tal só irá ocorrer se a taxa de resfriamento for suficientemente lenta para propiciar a difusão dos íons Na e K de forma efetiva a separar as duas espécies minerais (Mason, 1978).

Ressalta-se que o bandamento anatético (Sn) é anterior à foliação principal, que o recupera.

Condições retrometamórficas de baixo grau são indicadas pela cloritização das biotitas; condições retrometamórficas associadas à ação de fluidos em estreitas zonas de cisalhamento seriam associadas à formação de biotita-xistos e glimmeritos grossos em corpos ultramáficos associados.

5.3. Fases Deformacionais Tardias

Afetando tanto os domínios da Associação Ortognáissica como os da Associação Supracrustal, as fases deformacionais tardias desenvolvem dobras abertas e geram clivagens espaçadas, podendo desenvolver, em zonas de charneira, clivagens de crenulação discretas subcentimetricamente espaçadas. Podem gerar padrões de interferência dos tipos 2 e 3 de Ramsay (1967) com as estruturas da fase D3 (figura 16). A nível microscópico são observadas dobras da foliação S2, sem geração de foliação plano-axial ou recristalização metamórfica associada, e "kink bands" em cloritas e biotitas (figura 18).

A superposição das fases tardias se faz notar localizadamente, e de forma mais acentuada na porção Sul da área, próximo ao contato das supracrustais com os ortognaisses, delineando grandes dobras neutras que redobram estruturas dobradas da ter-

figura 18. A. Cristal de biotita cloritizado dobrado (kink), sem recristalização metamórfica associada; lâmina AP.113b.

B. "Kinks" tardios em muscovita-quartzito fino; amostra AP.323.

ceira fase, com planos-axiais com orientação NE e fortes mergulhos, e com caimentos axiais fortes. Outra fase de dobramentos tardios evidencia-se nas litologias da Serra dos Feixos, com amplas anti-formas abertas com orientação NW, notáveis por sua expressão geomorfológica.

Baixo gradiente termal pode ser associado às fases tardias de deformação, sendo notadas biotitas, cloritizadas ou não, deformadas suavemente e formando "kinks", com extinção ondulante e sem recristalização.

Truncando as estruturas anteriores e com expressiva influência na disposição das unidades ocorrem grandes falhamentos de alto ângulo, de caráter provavelmente transcorrente. A nível de afloramentos são ainda observadas falhas normais, com dobras de arrasto associadas, e estruturas transcorrentes "em flor", de caráter tardio.

5.3.1. Análise Estrutural

Com a finalidade de analisar as estruturas tardias através dos dados de campo, optou-se pela subdivisão da área mapeada em setores relativamente homogêneos, em relação à disposição das estruturas e comportamento da foliação e das litologias (figura 19).

figura 19. Divisão dos domínios de análise estrutural.

(Coordenadas do mapa: UTM)

O conceito de homogeneidade estrutural empregado foi, de certa forma, "flexível", pois teve que necessariamente adequar-se, além de às características estruturais propriamente ditas, à disponibilidade de dados, função direta da irregular distribuição das exposições pela área mapeada.

Dessa forma os critérios empregados na subdivisão não foram os mesmos de setor para setor, e foram utilizados em combinações igualmente distintas. Os principais critérios foram:

- Complexidade Estrutural (As unidades ortognáissico-migmatíticas e Máfico-ultramáfica antigas foram separadas das supracrustais do Proterozóico Médio.
- Atitude e tendências das foliações regionais S2 (Sn+1) e S3.
- Atitude das lineações.
- Presença marcante de estruturas de determinada fase e posicionamento de seus elementos geométricos (por exemplo, as dobras de 4ª fase com traços axiais de orientação NE, no setor 3; as dobras de 3ª fase com orientação N.NE no setor 7; a brusca inflexão das estruturas para NW, no setor 5).
- Litologias de comportamento reológico marcadamente diferenciado (Quartzitos Serra dos feixos, por exemplo).

Os limites entre os setores foram basicamente determinados pelos contatos litológicos e pela presença de truncamentos tectônicos.

5.3.1.1. Setor 1

Corresponde aos terrenos ortognáissicos a Sudeste da área, incluindo-se a Associação Máfico-ultramáfica de Arcadas.

A projeção polar dos elementos planares nos ortognaisses (figura 20) indica uma simetria com tendência axial para o elemento S_{n+1}/S_n . Os pólos da foliação S_{n+2} (S_3) encontram-se dispersos e o de uma foliação milonítica é coerente com a disposição da S_n . As lineações L_{n+1} , contidas na foliação S_{n+1} , encontram-se na direção NS, ortogonalmente aos pólos da foliação, sugerindo um arranjo cilíndrico para essa fase de dobramentos (os dados no entanto são escassos). O mesmo é sugerido para os elementos da fase D_{n+2} .

Lineações de crenulação e de intersecção, assim como polos de clivagens plano-axiais tardias definem, com a incipiente dispersão dos polos S_n , dois perfis principais de dobras tardias abertas e a flancos pouco desenvolvidos (planos AC), um deles com orientação axial (B) para NW e outro para SW, ambos com caimentos médios.

Os elementos estruturais S_{n+1} na Associação de Arcadas, por sua vez, também apresentam simetria com tendência axial, pouco dispersos; as clivagens tardias sugerem um dobramento NW, enquanto que um eixo medido da D_{n+2} , ortogonal aos polos da S_{n+1} , apresenta orientação NE com baixo caimento.

5.3.1.2. Setor 2

Corresponde aos terrenos ortognáissicos-migmatíticos

figura 20.

A. Setor 1, Associação Ortognáissico-migmatítica.

B. Setor 1, Associação Máfico-Ultramáfica.

C. Setor 2

imediatamente a Sul da Unidade dos Xistos Fazenda Bela Vista, com estruturas orientadas aproximadamente para EW.

Os dados coletados nesse domínio, no entanto, são escassos (figura 20); a dispersão dos elementos estruturais S_{n+1} e S_n é sugestiva de redobramentos em várias direções, porém de difícil caracterização.

5.3.1.3. Setor 3

Corresponde à porção principal (Sul) da Unidade dos Xistos Fazenda Bela Vista, englobando pequenos núcleos ortognáissicos.

Os elementos estruturais S_2 e S_3 (figura 21) apresentam-se bastante dispersos. É identificada no entanto uma fase de dobramentos cilíndricos, com orientação NE, admitindo clivagem de forte mergulho disposta em posição plano-axial, e lineações de fortes caimentos (eixos de microdobras, lineações de intersecção) tanto para SW quanto para NE. Essa disposição é resultado da superimposição de um outro dobramento tardio de caráter cilíndrico com eixos caindo fracamente para NW, que afetam as superfícies planares S_2 e S_3 , e que podem admitir juntas espaçadas próximas à orientação do plano-axial.

A dispersão das lineações tidas como 13 em um círculo máximo é referida ao dobramento isopaco ortogonal com orientação Nordeste.

5.3.1.4. Setor 4

Corresponde à porção Sudoeste da Unidade dos Quartzitos

figura 21. A. Setor 3

B. Setor 4

Símbolos como na figura 24.

Serra dos Feixos.

Caracteriza-se um dobramento de orientação NE (figura 21), com comportamento cilíndrico a cônico, ao qual associam-se clivagens tardias St com mergulhos moderados para SE (dispersas em leque?). Adicionalmente tem-se uma fase NW, cilíndrica, também sem eixo B medido, que dispersa os polos das foliações e das clivagens tardias St, assim como as lineações 12 e 13.

Os polos da foliação S3 são dispersos, juntamente com os da Sm (foliação milonítica/protomilonítica), conjuntamente com a S2.

Falhas tardias, de orientação E.NE a NE e baixos ângulos predominantemente, associam-se a estrias na direção do "strike", a baixos ângulos também. O posicionamento espacial de veios granitóides tardios é associável tanto às clivagens espaçadas tardias quanto às falhas.

As lineações 12 (orientação mineral, "mullions" e estiramento) apresentam-se ortogonais à direção da S2, fato sugestivo de que representam direções de transporte tectônico. As lineações minerais medidas e os "mullions" (lápiz tectônicos?) devem provavelmente representar estiramentos.

5.3.1.5. Setor 5

Engloba rochas da Unidade dos Quartzitos Serra dos Feixos e da Unidade dos Xistos Fazenda Bela Vista, e no qual observa-se brusca inflexão das estruturas para NW-SE, de notável expressão geomorfológica.

figura 22. A. Setor 5

B. Setor 6

Símbolos como na figura 24.

Identifica-se bem (figura 22) uma fase W.NW cilíndrica, assim como dobramento NS com caimento axial para Sul. Tal dobramento aparentemente superimpõe-se à estrutura W.NW e aparece somente pela disposição das superfícies dobradas, sendo que quando a S2 orienta-se para NE-SW ela não se dobra nessa direção.

As lineações L2 de estiramento e orientação mineral também posicionam-se ortogonalmente à direção geral, sugerindo sentido de transporte tectônico.

5.3.1.6. Setor 6

Engloba a parte Norte da Serra dos Feixos e Xistos Fazenda Bela Vista.

Os planos-axiais e eixos medidos de dobras D3, associados à disposição dos elementos estruturais S2, sugerem a caracterização de dobramento inverso, a charneiras agudas, com orientação NS aproximadamente e planos-axiais com mergulhos moderados para W. A dispersão das S2 e alguns elementos estruturais tardios coletados indicam a superimposição de dobras abertas com orientação NS e clivagens plano-axiais de fortes mergulhos, possivelmente dispostas em leque, e ainda de dobras com orientação W.SW. (figura 22).

5.3.1.7. Setor 7

Corresponde à faixa principal da Unidade dos Gnaisses Ribeirão do Pantaleão, com estruturas francamente NE; adiciona-se a esse setor a faixa de gnaisses cálcio-silicáticos a NW, para a qual poucos dados são disponíveis.

figura 23. A. Setor 7.

B. Setor 8.

Símbolos como na figura 24.

As superfícies S2, tal como as foliações miloníticas Sm associadas, orientam-se preferencialmente para NE com mergulhos para NW e mostram dispersões, aproximadamente contidas em grandes círculos, sugestivas de redobramentos. Elementos estruturais das fases pós-D2, no entanto, foram pouco coletados, impossibilitando a caracterização dessas deformações (figura 23).

Sugerem-se superfícies AC de dobras abertas, assimétricas e a flancos pouco desenvolvidos, com orientação axial para W.NW e de dobras a eixo E para SW com moderado caimento, a flancos com fortes mergulhos divergentes e charneiras agudas.

É possível uma fase de dobramento assimétrico, inverso, orientado para NE e possivelmente relacionado à D3.

5.3.1.8. Setor 8

Corresponde aos terrenos das Unidades dos Gnaisses Duas Pontes e Gnaisses Ribeirão do Pantaleão a Oeste da falha tardia de orientação NS.

A disposição do elemento estrutural S2 e das foliações Sm (figura 23), concentrados nos quadrantes SE e NW (projeções polares), parece representar dobras com orientação axial NE, a charneiras agudas pouco desenvolvidas e flancos com mergulhos divergentes moderados a fortes.

A dispersão das foliações S2 e S3 e a disposição das clivagens tardias St sugerem redobramentos com orientações E.NE, NS e W.NW; a interpretação mais detalhada não é possível pela falta de elementos estruturais das fases tardias.

5.3.1.9. Setor 9

Engloba os ortognaisses e migmatitos dos extremos Oeste e Sudoeste da área mapeada.

A dispersão das S_{n+1} , S_m e S_n (bandamento dobrado, em flancos da D_{n+1}) sugere um dobramento cilíndrico de orientação aproximada NS e caimento axial para Norte a flancos bem desenvolvidos. Eixos e planos-axiais tardios medidos indicam por sua vez dobramento com orientação NE (figura 24).

As lineações $l_{n/n+1}$ de estiramento e orientação mineral e os eixos de dobras D_{n+1} (e_{n+1}) posicionam-se concordantemente para N.NW.

• foliação S2 ou $S_{n+1} // S_n$

✓ lineação L2 de orientação mineral/estiramento

• Clivagem tardia St

✓ lineação L1 de intersecção e crenulação

▲ foliação milonítica S_m

◊ falha/zona de cisalhamento

↓ lineação de crenulação

■ fraturas

— planos AC construídos

• foliação S3

✓ lineação L3

• Plano-axial D3

◊ Eixo B D3

x veios de quartzo

figura 24. Setor 9.

CAPÍTULO VI

LITOGEOQUÍMICA

A investigação litogeoquímica realizada concentrou-se nas rochas da Associação Máfico-Ultramáfica de Arcadas (xistos ultramáficos, anfibolitos, anfibolitos bandados, hornblendito) e nos granada-anfibolitos (predominantes) e anfibolitos intercalados aos ortognaisses da área.

6.1. O CARÁTER ORIGINAL DAS ROCHAS ANALISADAS

6.1.1. Xistos Ultramáficos

Os xistos ultramáficos da Associação de Arcadas têm características químicas (altos conteúdos de MgO, Cr, Ni etc) e petrográficas (composição mineralógica) fortemente sugestivas de se tratarem de meta-peridotitos. No entanto, apresentam conteúdos de sílica anormalmente altos, da ordem de 50%. Quando as composições são plotadas no diagrama composicional SiO₂-CaO-MgO (figura 25), observa-se que realmente não correspondem às composições esperáveis de rochas ultramáficas, pelo excesso de sílica.

figura 25. Composições dos xistos ultramáficos (círculos negros) no diagrama SiO₂-CaO-MgO. A área pontilhada corresponde à composição bruta das rochas ultramáficas (segundo Winkler, 1977).

Ta:talco Tr:tremolita
Di:diopsídio Anto:antofilita
En:enstatita S:serpentina
Fo:forsterita
(minerais metamórficos em meta-ultramáficas)

Fenômenos de modificação no quimismo de rochas, posteriores à sua formação, sejam metamórficos ou de alteração (os processos mais comuns são carbonização, cloritização, silicificação, epidotização e serpentinização) podem implicar em mudanças significativas nos conteúdos de alguns elementos, como K, SiO₂, a relação $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$, Cs, Rb, voláteis, CaO, Al₂O₃, MgO, Th, U (Condie, 1981). No entanto, as modificações sofridas pelas rochas (Ígneas originalmente) em processos pós-formacionais (inclusive quanto a ganhos e perdas) poderiam ser determinadas pela comparação com "trends" ígneos primários bem definidos (Beswick e Soucie, 1978).

O comportamento geoquímico das rochas de Arcadas, quando analisado em diagramas que envolvem Al₂O₃, FeO^t, MgO, álcalis e CaO, é bastante similar às tendências ígneas dos komatiitos de Munro (Arndt et al., 1977), enquanto que os granada-anfibolitos assemelham-se bem aos basaltos toleíticos. Excessão se faz aos diagramas de Harker (Óxidos x sílica), nos quais não se observam "trends" bem definidos. Tal fato, em associação ao conteúdo anormalmente elevado de SiO₂ nas rochas ultramáficas, sugere que, pelo menos nessas rochas, tenha havido um processo de silicificação em algum momento posterior à sua formação, sendo que a incorporação de SiO₂ não deve ter alterado as proporções entre os demais elementos.

Processos de carbonização são sugeridos em apenas uma amostra de rocha ultramáfica (AP.II.3), com alto CO₂ e presença de carbonatos.

6.1.2. O Caráter Original das Rochas Anfibolíticas

Até a década de 1950 era comum a tentativa de distinção entre orto e para-anfibolitos (ou seja, aqueles derivados de ro-

chas ígneas básicas e misturas descarbonatadas de calcita ou dolomita com pelitos, respectivamente) através de critérios petrográficos e de campo, entre os quais destacava-se o caráter bandado e a associação a rochas meta-sedimentares típicas.

Vários artigos e os próprios livros-texto de petrografia dessa época destacavam tais diferenças. Assim, segundo Heinrich (1956), por exemplo, entre os orto-anfibolitos seriam características comuns a ocorrência de zoneamento normal em plagioclásios, texturas reliquiais ígneas, restos de piroxênios em núcleos de hornblendas, ausência geral de bandamento, relações discordantes (intrusivas) com rochas meta-sedimentares. Já os para-anfibolitos, para esse autor, seriam algo mais quartzosos, com abundância de biotita e feldspato alcalino e bandamento mineralógico pronunciado, presença de turmalina, etc; em campo, deveriam gradar lateralmente para rochas meta-sedimentares. As características químicas significativas do primeiro grupo seriam as concentrações relativamente altas de Ni, Cr, Sc, Co e Cu, ao passo que as do segundo seriam as concentrações altas de Pb, Ba, Mn e Au.

Williams et al. (1955), por sua vez, indicam como características petrográficas dos anfibolitos orto-derivadas a abundância equivalente de plagioclásio e hornblenda, ao passo que nos derivados de calcários impuros ou sedimentos tufáceos o plagioclásio seria menos abundante, e as quantidades de quartzo e biotita seriam maiores. A presença de diopsídio verde em abundância e a ausência geral de granada seriam especialmente características do último grupo, assim como a presença conspícua de epidoto.

Wilcox e Poldevaart (1958) sugerem que o inter-acamada-mento dos anfibolitos com outros tipos litológicos e a falta de uniformidade nas bandas a hornblenda seriam característicos do ti

po para-derivado, enquanto os orto-anfibolitos seriam mais homogêneos.

No entanto as características petrográficas e associações litológicas, apesar de indicativas e sugestivas, nem sempre se mostram suficientes. Evans e Leake (1960) demonstraram, por comparação às características químicas dos diabásios do Karroo, que os anfibolitos de Connemara (Irlanda), cujo caráter usualmente bandado e associação em campo a quartzitos e mármore sugeriam origem sedimentar, deveriam ser, antes do metamorfismo, intrusões, lavas ou tufos de composição basáltica. Para esses autores, os processos tectônicos e metamórficos, mais que as características sedimentares originais, controlam a presença ou ausência de bandamento.

O problema da distinção química entre orto e para-anfibolitos foi tratado exhaustivamente por Leake (1964). Partindo da demonstração de que características como bandamento e associação a meta-sedimentos não são distintivas do caráter para-derivado, esse autor critica as tentativas anteriores de distinção química sustentadas nesses pressupostos. Comenta ainda a dificuldade em se estabelecerem critérios diagnósticos distintivos baseados nas abundâncias de elementos (sendo que a atenção era concentrada nos elementos-traço, visto que aparentemente quase todos os elementos maiores apresentariam composições semelhantes nos dois tipos), levando-se em conta o relativamente amplo intervalo de concentrações encontrado. Todavia, admite que anfibolitos ricos em Cr, Ni e Ti e com valores baixos do parâmetro "K" de Niggli seriam quase certamente ígneos em origem, mas anfibolitos com baixos Cr, Ni e Ti e altos "K" poderiam ser orto ou para-derivados.

Esse autor propõe a classificação e distinção entre orto

e para-anfibolitos, baseando-se não em concentrações absolutas de elementos, mas na natureza dos "trends" de variação das quantidades relativas dos elementos, em comparação com "trends" ígneos e sedimentares (misturas pelito-carbonato basicamente) conhecidos.

O principal diagrama utilizado por Leake (1964) plota os parâmetros "c" e "mg" de Niggli, baseando-se no pressuposto de que nos estágios iniciais da cristalização de magmas básicos há usualmente um rápido incremento em "c" com decréscimo de "mg" conforme a cristalização da olivina é sucedida pela de clinopiroxênio e quantidades crescentes de plagioclásio cálcico; todavia, mais tarde, "c" teria tendência a declinar com o decréscimo de "mg" conforme o plagioclásio torna-se mais albitico e decresce a proporção de clinopiroxênio. Os "trends" sedimentares das misturas pelito-calcário e pelito-dolomito, por sua vez, posicionam-se quase que ortogonalmente aos trends ígneos.

Trata-se de uma interpretação fundamentada e que permanece como a melhor alternativa no problema da distinção química entre anfibolitos, mas que mostra dois inconvenientes: a necessidade de número relativamente elevado de análises para a boa configuração dos "trends" e a relativa complexidade dos cálculos.

Mais recentemente, Gokhale e Gothe (1978), baseados em análise estatística da composição de anfibolitos, concluem que elementos maiores podem ser utilizados na distinção dos caracteres orto e para-derivado, e que os óxidos mais significativos nessa distinção seriam SiO_2 , FeO e Fe_2O_3 .

Shaw e Kudo (1965), por seu lado, adotaram o método de análise estatística para vários elementos em cada amostra, estabe-

lecendo funções discriminantes envolvendo elementos traços e maiores (Cr, V, Ni, Co, Sc, Sr, Ba, Zr; TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , P_2O_5 , CO_2). O valor positivo ou negativo dessas funções, para cada amostra, definiria o caráter orto ou para-derivado. Tal método exige, portanto, a disponibilidade de análises de vários elementos-traço além dos maiores, além de cálculos extensos.

Fato comum à maioria dos trabalhos sobre a química dos anfibolitos é a identificação de conteúdos elevados de titânio nos tipos orto-derivados em relação aos para-derivados (Leake, 1964; Shaw e Kudo, 1965).

Observando-se composições originais representativas de rochas ígneas básicas e calcários e pelitos, nota-se que misturas pelito-carbonato deverão ter, em contraste com as rochas básicas, teores particularmente baixos não só de Titânio como de Ferro. Tal constatação sugere assim a utilização desses óxidos na distinção entre anfibolitos.

Utilizando-se dados da literatura, particularmente os apresentados anteriormente pelos vários autores citados, foi possível construir um diagrama FeO^t x TiO_2 (figura 26), obtendo-se resultado na separação. Enquanto os orto-anfibolitos apresentam conteúdos de FeO^t quase sempre superiores a 9%, e teores bastante variáveis de TiO_2 (mas em sua maioria bem mais elevados que os dos anfibolitos para-derivados), os para-anfibolitos concentram-se em um campo restrito com FeO^t entre 2% e 9% e TiO_2 entre 0,2 e 1.5%.

Notadamente quando não se dispõem de dados petrográficos ou geológicos conclusivos, e desde que não se tenham indicações de metassomatismo, a utilização desse diagrama apresenta al-

gumas vantagens:

- é fundamentada empiricamente, isto é, foi baseada em composições de rochas já classificadas anteriormente, por métodos mais detalhados;

- não exige a análise de grande quantidade de amostras;
- não exige a determinação de FeO e Fe₂O₃ separadamente;
- permite rápido resultado.

6.1.3. Anfibolitos

Quando plotados no diagrama "c x mg" (valores de Niggli) utilizado por Leake (1964), os anfibolitos homogêneos (e xistos ultramáficos) aproximam-se do "trend" de diferenciação dos diabásios do Karroo, correspondendo a termos diferenciados precoces (ou cumuláticos) e termos intermediários, sendo essa característica considerada forte evidência de seu caráter orto-derivado (figura 27).

No diagrama de Gokhale e Gothe (1978)(figura 28), que utiliza os parâmetros SiO₂, FeO e Fe₂O₃, tais amostras posicionam-se no campo orto-derivado, reforçando as indicações de origem ígnea. O mesmo acontece quanto aos anfibolitos homogêneos no diagrama FeO^t x TiO₂ (no presente trabalho, figura 26).

Os anfibolitos bandados de Arcadas, por sua vez, fogem do "trend" do Karroo do diagrama "c x mg" de Leake, posicionando-se em uma tendência oblíqua correspondente a misturas pelito-carbonatos. Apesar de nos diagramas de Gokhale e Gothe e Ferro-Titânio posicionarem-se em áreas próximas às fronteiras delimitadas para os campos orto e para-derivados, a reunião das evidências aponta para uma origem para-derivada ou híbrida (por exem-

- anfibolitos bandados de Connemara (Evans e Leake, 1960),
supostos orto-anfibolitos
- metamargas Itaberaba (Frasca et al., 1987)
- ◇ anfibolitos da Folha Amparo (Grupo Itapira, Basei et al.,
1986; supostos para-anfibolitos, Peloggia, 1990)
- anfibolitos da Folha Amparo (Grupo Itapira, Basei et al.,
1986; supostos orto-anfibolitos, Peloggia, 1990)
- ✕ granada-anfibolitos intercalados a ortognaisses na
região de Arcadas (este trabalho)
- ▲ anfibolitos homogêneos da Associação Máfico-ultramáfica
de Arcadas (este trabalho)
- ◆ Clinopiroxênio-anfibolitos bandados da Associação de Ar-
cadas (este trabalho)
- ✕ meta-ígneas básicas Itaberaba (Frasca et al., 1987)
- ✕ meta-tufos básicos Itaberaba (Frasca et al., 1987)
- △ orto-anfibolitos de Mundargi-Hadagali (Gokhale e Gothe,
1978)
- ortoanfibolitos (Shaw e Kudo, 1965)
- Para-anfibolitos (Shaw e Kudo, 1965)
- Metadoleritos e orto-anfibolitos de Baskerville-Roan
(Wilcox e Poldervaart, 1958)
- Orto-anfibolitos de Langøy (Heier, 1962)
- ✕ Supostos para-anfibolitos de Langoy (Heier, 1962), con-
siderados possíveis orto-anfibolitos por Leake (1964)
- ✕ Supostos para-anfibolitos de Sun-
nmøre (Holdhus, 1971)

figura 27. Diagrama " $c \times mg$ " (valores de Niggli) de Leake (1964)

figura 28. Diagrama SiO_2 - FeO - Fe_2O_3 de Gokhale e Gothe (1978)

figuras 27 e 28: mesma simbologia da tabela 2.

plo, misturas de sedimentos e tufos básicos), podendo dessa forma o bandamento representar relictos de um bandamento composicional original. Tal idéia de caráter híbrido é reforçada pelo fato de os anfibolitos bandados em geral acompanharem os "trends" de variação das meta-ígneas de Arcadas, o que permite sua análise em conjunto com os demais tipos.

Os granada-anfibolitos e demais anfibolitos associados aos ortognaisses posicionam-se bem no "trend" do Karroo do diagrama de Leake, correspondendo no entanto a termos mais diferenciados que as rochas de Arcadas (figura 27). No diagrama de Gokhale e Gothe (figura 28) e no diagrama Ferro-Titânio também caem no campo orto-derivado, reforçando as indicações de sua origem ígnea.

6.2. TRATAMENTO E INTERPRETAÇÃO DOS DADOS QUÍMICOS

As análises químicas foram efetuadas pela Geolab (divisão de laboratórios da Geosol) em fins de 1989, empregando os seguintes métodos (dados fornecidos pelo laboratório):

-Fluorescência de Raios X: foram analisados os óxidos SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO (com limite de detecção de 0,10%) e CaO , TiO_2 e P_2O_5 (limite de detecção de 0,05%);

-Via úmida: análise de CO_2 com limite de detecção de 0,01%;

-Volumetria: análise de FeO , com limite de detecção de 0,05%;

-Absorção atômica: análise de Na_2O , K_2O e MnO , com limite de detecção de 0,01%;

-Fluorescência de Raios X (técnica de pó prensado): análise de Ba, Sr, Rb, Zr, Nb e Y com limite de detecção de 10ppm;

-Gravimetria: H_2O^+ , com limite de detecção de 0,01%;
água de umidade (H_2O^-), com limite de 0,01%;

-Técnica do eletrodo de íon específico: análise de F, com limite de detecção de 0,003ppm.

Os Elementos Terras Raras (ETR) foram analisados por espectrometria de plasma, segundo o método descrito por Dutra (1984), e são apresentados em diagramas normalizados por condrito (tabela 3, utilizando-se os valores de normalização de Boynton, 1984).

Na tabela 2 são apresentados os dados químicos obtidos para rochas da Associação Máfico-Ultramáfica de Arcadas e anfibolitos intercalados aos ortognaisses, recalculados para base anidra. A separação litológica (e geológica) é bem refletida na composição química e destaca-se em diagramas envolvendo vários dos principais óxidos e alguns elementos-traço. Dessa forma, notadamente o MgO mostra patamares bastante distintos separando as rochas de Arcadas (com alto MgO) entre si e dos anfibolitos associados aos ortognaisses (com baixo MgO) (observação: a partir daqui designaremos, por simplicidade, tais rochas de "granada-anfibolitos", visto o tipo petrográfico predominante).

Desse modo optou-se pela utilização dos diagramas de óxidos e elementos contra o MgO, ao lado dos costumeiros Diagramas de Harker (uma vez que os conteúdos de sílica, indicando composições predominantemente básicas, entre 47% e 55%, não refletem a separação petrográfica e geológica.

Outros elementos confirmam a separação dos grupos (figuras 29 e 30): os granada-anfibolitos apresentam elevado titânio, contrastando com o baixo titânio das rochas de Arcadas; os primeiros são ainda em geral mais ricos em Ferro, alumínio, Ba, Sr, Zr e Rb que as rochas da Associação de Arcadas (enriquecidas em Ni e Cr). Dentro dessa última, as unidades litológicas tam-

TABELA 2. Rochas da Associação máfico-ultramáfica e
granada-anfibolitos

amostra

	APII3	AP409	AP183	AVII72a	APII13	APII12	AP184	AVIII10a	AVII71a	APII1	APII22	AXI81	APII40	APII65	AXI13b	APII120	AVIII30b
SiO ₂	49,4	49,9	50,4	49,4	50,7	48,0	53,3	52,2	51,9	51,7	52,8	49,5	47,7	50,2	55,9	48,1	51,0
Al ₂ O ₃	1,06	4,7	6,7	4,3	10,3	11,1	11,8	12,8	12,6	13,1	10,0	13,5	14,0	14,3	12,4	15,3	13,8
FeO	7,7	5,7	3,3	7,3	5,9	10,2	8,0	7,6	7,4	7,4	8,5	7,2	12,3	10,0	8,9	11,0	1,9
Fe ₂ O ₃	4,2	6,5	7,9	8,3	4,2	2,9	2,1	1,2	1,0	1,1	2,0	5,7	3,5	3,0	2,0	3,4	13,6
CaO	4,8	5,8	8,5	12,1	13,5	11,2	10,5	14,1	14,3	15,2	14,2	10,6	11,0	9,8	10,3	8,9	10,0
MgO	32,2	25,9	23,1	17,2	13,6	13,8	11,0	8,3	8,2	7,7	8,8	7,8	6,1	6,8	7,2	7,1	5,4
Na ₂ O	0,23	0,64	0,55	0,98	1,2	2,2	1,7	2,3	2,7	2,2	1,8	2,9	1,4	3,5	2,6	2,6	1,3
K ₂ O	0,03	0,05	0,05	0,21	0,21	0,17	0,22	0,31	0,48	0,43	0,23	0,67	0,36	0,50	0,21	1,4	0,38
MnO	0,16	0,17	0,15	0,21	0,20	0,19	0,15	0,16	0,17	0,18	0,76	0,19	0,19	0,18	0,16	0,19	0,55
TiO ₂	0,32	0,70	0,47	0,74	0,49	0,71	0,78	0,62	0,64	0,61	0,76	1,7	3,0	1,3	0,60	1,9	1,5
P ₂ O ₅	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,06	0,15	0,06	0,07	0,07	0,11	0,20	0,55	0,16	0,07	0,25	0,15
Ba	20	20	22	20	41	20	69	47	270	210	57	360	20	180	28	610	130
Rb	10	10	10	10	10	10	10	14	10	10	20	16	10	25	10	83	10
Sr	18	64	19	52	57	35	66	150	190	170	210	120	160	290	76	240	54
Ni	2000	1300	1155	1190	520	420	340	320	390	380	370	128	134	210	166	250	68
Cr	860	1500	2305	1520	1100	860	745	700	775	675	900	340	220	148	190	140	104
Zr	22	50	37	40	26	35	66	34	40	35	44	106	260	90	56	196	360
Y	13	16	23	18	17	17	20	17	92	32	18	32	42	25	25	31	38
Nb	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	40	20	20	20	11

*VALORES RECALCULADOS PARA BASE ANIDRA (SiO₂ até P₂O₅)

* FeOt = FeO + 0,8998 Fe₂O₃

* SiO₂ até P₂O₅: valores em % em peso

* Ba até Nb: valores em ppm

Amostra AVIII30b: Basei et al. (1986)

• xistos ultramáficos: APII3, AP409 e AP183

✕hornblendito: AVII72a

▲ anfibolitos homogêneos: APII13, APII12 e AP184

◆ anfibolitos bandados: AVIII10a, AVII71a, APII1 e APII22

✕granada anfibolitos: AXI81, APII40, APII65, AXI13b, APII120 e AVIII30b

figura 29. Diagrama Óxidos x MgO ; mesma simbologia da tabela 2.

figura 30. Diagramas de Harker; mesma simbologia da tabela 2.

figura 31. Diagrama MgO x Elementos-traço; mesma simbologia da tabela 2.

bém refletem quimicamente sua separação (além do MgO): os xistos ultramáficos e hornblenditos apresentam Al_2O_3 muito baixo, CaO baixo e quase nenhum K_2O , além de teores muito elevados de Ni e Cr ; os anfibolitos mostram teores intermediários de alumínio, ferro e cálcio, além de Ni e Cr relativamente altos. Os anfibolitos bandados, por sua vez, distinguem-se pelos elevados conteúdos de cálcio e alumínio, ferro relativamente baixo, além de Ni e Cr que, apesar de elevados, são menores que os das outras rochas da Associação; são relativamente ricos em sílica e apresentam composições muito homogêneas (restritas).

A observação dos diagramas Óxidos x MgO revela que sempre as rochas da Associação de Arcadas posicionam-se em "trends" razoavelmente bem definidos, dos termos mais aos menos magnesianos. Os anfibolitos bandados posicionam-se invariavelmente nas porções mais diferenciadas dos "trends".

Já os granada-anfibolitos têm composições restritas em termos de MgO e não definem "trends", com excessão talvez da tendência de enriquecimento em Ferro e titânio com o decréscimo do conteúdo de MgO . Não se posicionam no "trend" de Arcadas, como fica claro pelos diagramas de TiO_2 , CaO e FeO^t .

Nos diagramas MgO x elementos-traço (figura 31) as rochas de Arcadas mostram "trends" bem definidos em geral, sendo que os anfibolitos bandados podem fugir um pouco às tendências, como no enriquecimento de Sr e Ba e alguns valores anômalos de Y . Particularmente interessante é o comportamento do Cr , com aumento nos termos mais magnesianos até conteúdos de aproximadamente 20% de MgO , e decréscimo nos termos menos magnesianos. Tais características podem ser tentativamente correlacionadas a duas possíveis etapas de cristalização magmática respectivamente, com

mudanças na composição dos líquidos: um primeiro estágio de remoção de olivina (ao qual associa-se o aumento dos teores de CaO e decréscimo de MgO), e um segundo estágio já com remoção de clinopiroxênio (ao qual também associa-se decréscimo de CaO), conforme comentado por Condie (1981).

Os granada-anfibolitos novamente não mostram "trends" definidos (com excessão do enriquecimento marcante de Zr nos termos mais magnesianos), e apresentam baixos valores de Cr e Ni.

6.3. CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA DAS ROCHAS META-ÍGNEAS

Ao observar-se o diagrama álcalis x sílica (figura 32) nota-se que as composições corresponderiam, caso representassem rochas vulcânicas, a basaltos e andesitos basálticos, praticamente todas as amostras caindo no campo sub-alcálico (Irvine e Baragar, 1971), classificação esta que obviamente não se aplica às rochas ultramáficas.

No diagrama AFM (álcalis-ferro total-magnésio, figura 33) observa-se que enquanto os granada-anfibolitos caem num "trend" toleítico, com tendência de enriquecimento em Ferro, as rochas de Arcadas (incluindo até os anfibolitos bandados) se posicionam num "trend" magnesiano (idêntico, por exemplo, ao da série komatiítica de Munro, de Arndt et al., 1977).

Ainda em comparação às séries toleítica e komatiítica de Munro, nota-se no diagrama Al_2O_3 x FeO^t (figura 34) que a correspondência química é excelente: as rochas de Arcadas posicionam-se num "trend" de variação correspondente desde komatiitos peridotíticos até komatiitos basálticos, enquanto que os granada anfibolitos concentram-se em um campo correspondente aos ba

TABELA 3. Análises de Elementos Terras Raras.

ETR	APII40	APII65	APIII3	AP409	AP183	APIII2	APII3
La	26.970	12.050	18.280	3.820	3.690	2.770	2.600
Ce	63.900	27.660	47.670	5.240	5.460	6.940	6.420
Nd	34.560	16.550	27.020	5.250	6.330	6.420	5.350
Sm	7.730	3.970	6.490	1.520	1.930	2.820	1.420
Eu	2.240	1.180	1.900	0.360	0.660	0.520	0.450
Gd	7.000	3.440	5.700	1.350	1.830	3.670	1.080
Dy	7.640	3.690	6.140	1.850	2.690	5.180	0.970
Ho	1.720	0.880	1.500	0.420	0.630	1.110	0.230
Er	4.820	2.460	4.040	1.140	1.850	2.990	0.670
Yb	4.180	2.130	3.450	0.950	1.670	2.780	0.500
Lu	0.590	0.330	0.500	0.140	0.270	0.380	0.089

AMOSTRA (ppm)

B.

B.

figura 36. Padrões de Distribuição de ETR para os xistos ultramáficos (A) e anfibolitos (B) da Associação de Arcadas. Normalização pelo condrito (Doynton, 1984).

saltos toleíticos (o que não implica, de forma alguma, na cogeneticidade das duas séries da Amparo, mas apenas na semelhança geoquímica com rochas komatiíticas e toleíticas).

A correlação entre as características das rochas de Munro e as de Amparo continua ainda quanto ao conteúdo de titânio (uma tendência de baixo titânio, semelhante à dos komatiitos de Munro, para as rochas de Arcadas, contrastando com os altos valores de Ti para os basaltos toleíticos e granada-anfibolitos).

Ainda quanto à relação $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, esta se apresenta elevada nas rochas de Arcadas (mais que 0,9), e baixa nos granada-anfibolitos. A comparação dos gráficos $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ x MgO (figura 35) de Arcadas e Munro também é muito boa.

Na verdade, as rochas da Associação de Arcadas (xistos ultramáficos e anfibolitos homogêneos especificamente) possuem praticamente todos os parâmetros geoquímicos considerados característicos para os komatiitos por Brooks e Hart (1974): $\text{MgO} > 9\%$, $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 1$, $\text{TiO}_2 < 0,9\%$, $\text{K}_2\text{O} < 0,9\%$, $\text{SiO}_2 < 53\%$ (observação: tratam-se de parâmetros característicos, mas não diagnósticos).

6.4. ELEMENTOS TERRAS RARAS (ETR)

Foram realizadas análises de ETR para os xistos ultramáficos e anfibolitos da Associação de Arcadas, assim como para os granada-anfibolitos, sendo as abundâncias apresentadas em valores normalizados por condrito. Visto que em geral admite-se que no metamorfismo em geral há pouca modificação nos padrões de ETR, pode-se também usá-los na caracterização da rocha pré-metamórfica.

Os granada-anfibolitos associados aos ortognaisses mostram padrões de ETR completamente distintos dos xistos ultramáficos e do primeiro anfibolito de Arcadas (tipo N-MORB). São padrões bastante semelhantes, com enriquecimento em ETRl e ligeiro empobrecimento relativo em ETRp, sem anomalia de Európio, assemelhando-se aos toleítos Arqueanos TH2 de Condie (1981) e a basaltos continentais modernos (figura 37).

figura 37. Padrões de distribuição de ETR normalizados por condrito (Boynton, 1984) para os granada-anfibolitos.

Os xistos ultramáficos mostram padrões de tendência plana e pouco enriquecidos, sendo tal enriquecimento ligeiramente acentuado nos ETRleves. Duas amostras mostram significativas anomalias negativas de Ce, e uma amostra uma muito leve anomalia negativa de Eu. Tais abundâncias e padrões de ETR (figura 36) assemelham-se bastante aos padrões dos komatiitos enriquecidos em ETRleves de Piumhi (Jahn e Schrank, 1983), para os quais tem sido sugerida uma área fonte no manto já enriquecida.

Tal característica não é comum à maioria dos komatiitos, que ou mostram padrões condríticos ou padrões empobrecidos em ETRleves. Outra possibilidade a ser levantada seria a alteração intemperica (sensu latu), com o aumento de ETR_l, ou ainda a remobilização dos ETR por fluidos ricos em CO₂, caso específico da amostra AP.II.3.

Para os anfibolitos homogêneos da Associação de Arcadas (figura 36) foram obtidos dois padrões contrastantes. O primeiro é um padrão côncavo para baixo, empobrecido em ETR_l e com significativa anomalia negativa de Eu, assemelhado aos padrões de ETR dos basaltos de dorsais meso-oceânicas (N-MORB). O segundo, por outro lado, é um padrão mais enriquecido, com altos valores de ETR_l e ligeiro empobrecimento relativo em ETR pesados, sem anomalia de qualquer elemento, e que se assemelham aos padrões dos toleitos arqueanos TH2 de Condie (1981). Deve-se notar que os padrões de ETR_p das duas amostras são praticamente idênticos, sendo diferenciados nos ETR_l e no Eu, sugerindo a ocorrência (localizada?) de processos tardios de remobilização desses elementos.

figura 32. Diagrama álcalis x sílica; separação dos campos conforme Irvine e Baragar (1971).
Mesma simbologia da tabela 2.

figura 33. Diagrama AFM (álcalis- FeO^t - MgO) para as rochas da Associação Máfico-Ultramáfica e granada-anfibolitos. Para comparação mostra-se a série komatiítica de Munro, segundo Arndt et al. (1977).

figura 34. Diagrama $\text{Al}_2\text{O}_3 \times \text{FeO}^t / (\text{FeO}^t + \text{MgO})$, para a Associação de Arcadas e os granaça-anfibolitos. Para comparação mostram-se as rochas komatiíticas e toleíticas de Munro, segundo Arndt et al. (1977); simbologia como na tabela 2.

figura 35. Diagramas $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 \times \text{MgO}$ para as rochas de Arcadas e os granaça-anfibolitos e para as rochas de Munro (conforme Arndt et al., 1977); simbologia como na tabela 2.

QUADRO COMPARATIVO DAS ROCHAS META-ÍGNEAS BÁSICAS

	Geoquímica			tipos petrográficos	ocorrência geológica
	Elementos Maiores	Elementos-traço	Elementos Terras Raras		
ASSOCIAÇÃO AGNESIANA	alto MgO baixo TiO ₂ baixa relação FeO _t /(FeO _t +MgO) álcalis baixos "trends" bem definidos em função do MgO	Ni e Cr muito altos baixos Ba, Sr, Zr e Y	Padrões levemente enriquecidos em ETR1 e planos de ETRp para as ultramáficas	tremolita-xistos ultramáficos, anfibolitos, hornblenditos associação: diopsídio-anfibolitos bandados, xistos grafitosos e quartzitos	corpo "estratificado" englobado por dobramento em terrenos ortognaissicos
ASSOCIAÇÃO DE ALTO Ti (GABROÍTICA)	baixo MgO alto TiO ₂ alta relação FeO _t /(FeO+MgO)	baixos Cr e Ni altos Ba, Sr, Zr e Y	Padrões enriquecidos em ETR1 e levemente empobrecidos em ETRp (relativamente)	granada-anfibolitos homogêneos e anfibolitos comuns (Hbl-Plag)	pequenos corpos estratóides/ lenticulares concordantes à foliação principal nos terrenos ortognaissicos

6.5. CONTEXTO TECTÔNICO

Como enfatizado por Myers e Breitkopf (1989), uma vez que os ambientes e processos tectônicos não são estáticos, mas evoluem e transicionam continuamente, deve-se esperar que a composição das rochas basálticas reflita tal variação. Dessa forma não se espera que classificações químicas tectogenéticas discretas (isto é, separando campos específicos de composições tentativamente relacionadas a um ambiente tectônico dominado por certos processos) tragam resultados conclusivos e indiscutíveis. No entanto são aqui utilizadas como ferramentas de orientação, em conjunto com os demais dados disponíveis e visto que, em se tratando de rochas metamórficas, já foram discutidos o caráter original e os possíveis processos de alteração sofridos.

Tanto elementos maiores (alumínio, ferro, magnésio) quanto elementos-traço (Ti, Y, Zr, Sr) foram utilizados nos diagramas de Pearce et al. (1977) e Pearce e Cann (1973), que distinguem comportamentos geoquímicos de rochas vulcânicas Fanerozóicas (básicas e intermediárias) em função do ambiente tectônico (figura 39).

Dessa forma observa-se que os granada-anfibolitos apresentam características geoquímicas predominantemente semelhantes às dos basaltos continentais, intra-placa. Tal comportamento, tendo em vista a ocorrência geológica desses anfibolitos como corpos estratóides/lenticulares - prováveis diques - em terrenos ortognáissicos e migmatíticos, era na verdade bastante esperável.

Os anfibolitos da Associação de Arcadas, por seu lado, têm características geoquímicas afins aos basaltos de fundo oceânico fanerozóicos. Os xistos ultramáficos fogem à classificação.

A.

B.

C.

figura 39. A. Diagrama discriminante de Pearce et al. (1977), para a Associação de Arcadas (exceto as ultramáficas) e granaða-anfibolitos. a: campo continental; a: ilhas oceânicas; d: assoalho oceânico; e: orogênicos.

B. Diagrama discriminante Ti-Zr-Y de Pearce e Cann (1973) para a Associação de Arcadas e granaða-anfibolitos. Basaltos intra-placa no campo d, de fundo oceânico no b, toleitos de baixo K em a e b e cálcio-alcalinos em c e b.

C. Diagrama Ti-Zr-Sr de Pearce e Cann (1973) para as rochas de Arcadas. Basaltos de fundo oceânico no campo c, toleitos de baixo K no a e basaltos cálcio alcalinos no b.

Mesma simbologia da tabela 2.

6.6. SÍNTESE

Em resumo, conclui-se que a Associação de Arcadas constitui um corpo internamente estratificado no qual distinguem-se uma porção orto-derivada (representada pelas unidades dos xistos ultramáficos e anfibolitos homogêneos), composta por rochas meta-ígneas magnesianas, e uma porção para-derivada ou híbrida (os anfibolitos bandados), constituída por prováveis misturas de sedimentos carbonáticos e pelíticos e tufáceos), e ainda tendo intercalações de lentes de rochas meta-sedimentares (xistos grafitosos e quartzitos impuros).

A porção orto-derivada, apesar de poder ter constituído originalmente um corpo (ou corpos?) ígneo intrusivo diferenciado (hipoabissal), apresenta características geoquímicas bastante comparáveis às seqüências vulcânicas komatiíticas. A associação dessa porção orto-derivada a para-anfibolitos e meta-sedimentos (rochas evidentemente supracrustais) dá forte apoio à hipótese de se tratar de uma associação dominada por rochas vulcânicas, com algumas características geoquímicas indicativas de origem oceânica, engolfada por dobramento nos terrenos ortognaissicos e que provavelmente são restos de uma associação maior.

Quanto aos anfibolitos associados aos ortognaisses, os dados químicos indicam tratar-se de uma série meta-ígneia distinta da Associação de Arcadas, de afinidade toleítica enriquecida em elementos litófilos de íon grande. Corresponderiam provavelmente a rochas sub-vulcânicas colocadas na forma de diques nos terrenos ortognaissicos. Apresentam características geoquímicas semelhantes aos basaltos continentais fanerozóicos, associando-se talvez a uma fase tectônica distensiva.

CAPÍTULO VII

SÍNTESE HISTÓRICA

Separam-se na região estudada dois tipos de terrenos: a Associação Ortognáissico-migmatítica (incluindo a Associação de Arcadas) e a Associação Supracrustal. A primeira, vistos os dados geocronológicos e estruturais, é considerada mais antiga (Arqueano-Proterozóico Inferior), podendo vir a constituir terrenos de embasamento; a incerteza quanto à extensão da aloctonia relaciona da à fase deformacional D1 da Associação Supracrustal, no entanto, não permite o estabelecimento de tal relação.

Quanto à Associação Máfico-ultramáfica de Arcadas, esta parece representar uma seqüência vulcano-sedimentar de características geoquímicas komatiíticas, supostamente de idade arqueana, englobada por dobramento nos terrenos ortognáissicos, e de situação estratigráfica incerta.

Nos terrenos da Associação Supracrustal, por sua vez, a interpretação das mega-estruturas relacionadas à segunda fase deformacional permite esboçar uma interpretação paleogeográfica para a evolução da bacia de sedimentação, no Proterozóico Médio. As colunas estratigráficas esquemáticas apresentadas (figura 40), dessa forma, levam em conta as repetições estratigráficas e duplicação de estratos. Aos Xistos Fazenda Bela Vista correspondem lateralmente os Gnaisses Ribeirão do Pantaleão, ambos estando em posição basal no conjunto. À unidade dos Quartzitos Serra dos Feixos, posicionada transicionalmente no topo dos Xistos Fazenda Bela Vista, corresponderia lateralmente a Unidade dos Gnaisses cálcio-silicáticos Duas Pontes (figura 41).

COLUNAS LITOESTRATIGRÁFICAS ESQUEMÁTICAS LOCAIS PARA OS CONJUNTOS
XISTO-QUARTZITO (A) E GNÁISSICO/CÁLCIO-SILICÁTICO (B)

- gnaisses cálcio-silicáticos
- xistos, quartzo xistos, intercalações de quartzitos micáceos
- biotita-hornblenda-granada plagioclásio gnaisses
- quartzitos
- rochas manganó-ferríferas
- anfibolitos
- hornblenda-gnaisses
- seqüência bandada
- ortognaisses migmatíticos
- truncamento tectônico

QUADRO ESQUEMÁTICO DAS RELAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS OBSERVADAS E DEDUZIDAS PARA A ÁREA

O início da implantação da bacia de sedimentação pode estar representado na região pelos corpos de granada-anfibolitos intercalados aos ortognaisses. Tais rochas testemunham um magmatismo toleítico com características continentais, possivelmente relacionado a ambiente tectônico distensivo.

O preenchimento da bacia se dá em duas "fases", envolvendo duas seqüências deposicionais distintas, a primeira com contribuição vulcânica-vulcanoclástica e caráter possivelmente transgressivo, e a segunda essencialmente plataformar, clasto-química, progradante sobre a anterior (figura 42).

A seqüência inferior se caracteriza pela deposição sincrônica das rochas pelíticas da Unidade dos Xistos Fazenda Bela Vista e grauvaquicas da Unidade Ribeirão do Pantaleão. Às primeiras se intercalam psamitos (quartzitos), por vezes de forma rítmica, margas (rochas cálcio-silicáticas) e alguns níveis de grauvacas (xistos feldspáticos e biotita gnaisses), representando uma sedimentação proximal ao paleo-continente. Em direção ao topo se intensificam as intercalações psamíticas, até passar-se aos Quartzitos Serra dos Feixos, em intervalo curto. Tal transição permite supor portanto a sedimentação ao menos em parte também sincrônica dos psamitos aos pelitos, aqueles em posição ainda mais proximal (costeira ou continental eventualmente), de registro não preservado na área (Lei de Walter).

Para o interior da bacia se dá o progressivo afinamento da seqüência pelítica, e inicia-se a ocorrência de níveis manganésíferos/ferríferos (deposição química de influência vulcanogênica), já com o predomínio da deposição das grauvacas cálcio-alcalinas (ou vulcanoclásticas), às quais intercalam-se níveis de

psamitos, margas e meta-ígneas básicas (orto-anfibolitos). A deposição dessa unidade se associaria, assim, uma fonte vulcanogênica posicionada a SE, em direção ao domínio oceânico.

A interface entre os Gnaisses Duas Pontes e as meta-grauvacas Ribeirão do Pantaleão, freqüentemente marcada por níveis quartzíticos impuros (chert ou formações ferríferas possivelmente), representa o momento de maior expansão da bacia vulcanogênica, marcando um intervalo de condensação do registro sedimentar entre o fim do influxo vulcanoclástico (sensu latu) e o recobrimento pela sequência superior. Essa última representa a progradação da sedimentação "continental", com a implantação de uma plataforma clástica psamítica (Quartzitos Serra dos Feixos), próxima ao continente, que passa lateralmente para o interior da bacia a rochas pelito-carbonáticas (margas ou argilas carbonáticas bandadas) com alguma contribuição psamítica (Gnaisses Duas Pontes), fechando o ciclo sedimentar. Tais rochas devem representar uma sedimentação de águas mais profundas (de talude?) em relação à provável deposição de águas rasas representada pelos psamitos.

Posteriormente à sedimentação ocorre magmatismo ácido (o corpo granítico acamadado da Unidade dos Gnaisses Graníticos), correlacionável ao "Granito gnaiss Taguar" descrito por Vasconcellos (1988), o qual apresenta características alcalinas, possivelmente representando um regime tracional anterior às compressões colisionais.

A evolução orogênica inicia-se com o deslocamento, por extensão desconhecida, da cobertura vulcano-sedimentar sobre os terrenos ortognáissicos (fase tectônica D1, na qual se desenvolve uma foliação primária). Superimpõe-se a fase D2, que transporta

o conjunto supracrustais/ortognaisses para Noroeste em nappes de dobramento com flancos invertidos da ordem de 10km, gerando intensa foliação de plano-axial (a foliação secundária S2) e lineações 12 relacionadas provavelmente ao transporte tectônico. Às duas fases, sendo ignorado o hiato temporal entre elas, associa-se metamorfismo de médio grau sob pressões intermediárias, cujas condições parecem persistir após a D2 e, de forma atenuada, talvez até a D3.

A terceira fase superimpõe-se, com características tectônicas e metamórficas mais brandas, gerando dobras inversas de comprimentos de onda hectométricos com foliação a biotita plano-axial.

Um novo estágio compressivo, de características marcadamente distintas (dobras normais ou neutras, amplas, com geração de clivagens espaçadas plano-axiais, e ainda falhamentos longitudinais) vai definir o arranjo espacial final das unidades.

Não se observam granitos intrusivos pós-tectônicos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F.F.M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B.B. (1976). The Upper Precambrian of South America. Boletim IG-USP (7): 45-80, São Paulo.
- Almeida, F.F.M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B.B.; Fuck, R.A. (1977). Províncias Estruturais Brasileiras. Atas VIII Simpósio de Geologia do Nordeste, SBG, p. 363-391, Campina Grande.
- Almeida, F.F.M. (1978). Regimes Tectônicos Arqueanos na Evolução Proterozóica e Mineralização do Leste Brasileiro. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 50(4): 601-602, Rio de Janeiro.
- Almeida, F.F.M.; Hasui, Y.; Davino, A.; Haralyi, N.L.E. (1980). Informações geofísicas sobre o Oeste Mineiro e seu Significado Tectônico. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 52(1): 46-60, Rio de Janeiro.
- Almeida, F.F.M. e Hasui, Y. (1984). O Pré-Cambriano do Brasil. (Coordenadores). Edgard Blücher, São Paulo, 378pp.
- Arndt, N.T.; Naldrett, A.J.; Pyke, D.R. (1977). Komatiitic and Iron-rich Tholeiitic Lavas of Munro Township, Northeast Ontario. Journal of Petrology 18(2): 319-369.
- Artur, A.C. (1980). Rochas metamórficas dos arredores de Itapira - SP. Dissertação de Mestrado, IG-USP, São Paulo, 193pp (inédito).
- Artur, A.C. (1988). Evolução Policíclica da Infra-estrutura da porção Sul do Estado de Minas Gerais e regiões adjacentes do Estado de São Paulo. Tese de Doutorado, IG-USP, São Paulo, 231 pp (inédito).

- Bard, J.P. (1986). Microtextures of Igneous and Metamorphic Rocks. D. Reidel Publ. Co., Dordrecht, 264pp.
- Basei, M.A.S.; Campos Neto, M.C.; Bergmann, M.; Figueiredo, M.C.H. (1986). Geologia da Folha Amparo (SP). Relatório, Convênio IG-USP/Pró-Miné-rio, vol.1, 109pp (inédito).
- Beswick, A.E. e Soucie, G. (1978). A Correction Procedure for Metasomatism in an Archean Greenstone Belt. Precambrian Research, 6:235-248.
- Boynton, W.V. (1984). Cosmochemistry of the Rare Earth Elements: Meteorite Studies. In: P. Henderson (ed.), Rare Earth Element Geochemistry, Elsevier, p.63-114.
- Brooks, C. e Hart, S.R. (1974). On the Significance of Komatiite. Geology, 2: 107-110.
- Calon, T.J. (1979). A Study of the Alpine-type Peridotites in the Seve-Köli Nappe Complex - Central Swedish Caledonides - With Special Reference to the Kittelfjäll Peridotite. Tese de Doutorado, Universidade de Leiden (inédito).
- Campanha, G.A.C.; Fernandes, L.A.; Gimenez Fo., A. (1983). Quadrículas Moji-Guaçu e Águas de Lindóia. 1ª Jornada Sobre a Carta Geológica do Estado de São paulo 1:50.000. Secret. Ind. Com. Ciênc. Tecnol., SP, PRÓ-MINÉRIO/IPT: 137-170.
- Campos Neto, M.C. e Basei, M.A.S. (1983). Evolução Estrutural Brasileira do Nordeste de São Paulo: Dobramentos Superpostos e Esboço Estratigráfico e Tectônico. Atas do 4º Simpósio Regional de Geologia, SBG-SP, 61-78, São paulo.
- Campos Neto, M.C.; Basei, M.A.S.; Alves, F.R.; Vasconcellos, A.C.B. (1984) A Nappe de Cavalcamento Socorro. Anais do XXXIII Congr. Bras. Geol., SBG, (IV):1809-1822, Rio de Janeiro.
- Campos Neto, M.C. (1985). Evolução do Pré-Cambriano Paulista e Regiões Adjacentes. Atas do 5º Simpósio regional de Geologia, SBG-SP, Mesa Redonda, (2): 561-571.

- Campos Neto, M.C.; Figueiredo, M.C.H.; Janasi, V.A.; Fryer, B.J. (1988). The São José do Rio Pardo Mangeritic-granitic Suite, Southeastern Brazil. Geochimica Brasiliensis, 2(2): 185-189.
- Campos neto, M.C. e Vasconcellos, A.C.B. (inédito). Geologia da Faixa Alto Rio Grande; Projeto "Caracterização geológico-geotectônica da porção meridional do 'Maciço de Guaxupé' e ensaio de correlação com as Faixas Móveis adjacentes", FAPESP, Relatório, 1986.
- Collerson, K.; Jesseau, C.W.; Bridgewater, D. (1976). Contrasting Types of Bladed Olivine in Ultramafic rocks from the Archean of Labrador. Canadian Journal of Earth Sciences, 13: 442-450.
- Condie, K.C. (1981). Archean Greenstone Belts. Elsevier, Amsterdam, 434pp.
- Dutra, C.V. (1984). Método para determinação de traços e sub-traços de Terras Raras em rochas por Espectrometria de Plasma (ICP) - Aplicação em petrogênese. Anais do XXXIII Congr. Bras. Geol., SBG, Rio de Janeiro, (X): 4792-4805.
- Ebert, H. (1957). Beitrag zur Gliederung des Prakambriums in Minas Gerais. Geol. Rdsch., Stuttgart, 45(3): 471-521.
- Ebert, H. (1968). Ocorrência da Fácies Granulítica no Sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes, em dependência da estrutura orogênica: hipóteses sobre sua origem. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 40 (suplemento): 215-229.
- Ebert, H. (1971). Os Paraibides entre São João del Rei, Minas Gerais, e Itapira, São Paulo, e a bifurcação entre Paraibides e Araxaides. Bol. Esp. nº1, XXV Congr. Bras. Geol. (Resumo das Comunicações), SBG-SP, 177-178.
- Ebert, H. (1984, in memoriam). Os Paraibides entre São João del Rei e Itapira e a bifurcação entre Paraibides e Araxaides. Publicação SBG-SP nº12, São Paulo, 114pp.

- Evans, B.W. e Leake, B.E. (1960). The composition and origin of the striped amphibolites of Connemara, Ireland. Journal of Petrology, 1(3):337-363.
- Evans, W. e Trommsdorff, V. (1974). On elongate olivine of metamorphic origin. Geology, 2:131-132.
- Evans, W. (1977). Metamorphism of Alpine peridotite and Serpentinite. Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 5:397-447.
- Frasca, M.H.B.O.; Coutinho, J.M.V.; Rodrigues, E.P.; Figueiredo, M.C.H.; Yamamoto, J.K.; Zaine, J.E.; Braga, T.O. (1987). Estudo petrográfico-litoquímico da Sequência Vulcano-sedimentar de Itaberaba - SP. Atas do 6º Simpósio Regional de Geologia, SBG/SP, Rio Claro, (1):63-81.
- Gokhale, N.W. e Gothe, N.N. (1978). Chemical distinction of amphibolites. Journal of the Geol. Soc. of India, 19(8):376-379.
- Hartmann, L.A.; Remus, M.V.; Koppe, J.C. (1987). Distinção entre textura spinifex e arranjos de olivina metamórfica. Rev. Bras. Geociênc., 17(3):302-305.
- Hasui, Y.; Almeida, F.F.M.; Brito Neves, B.B. (1978). As estruturas Brasileiras. Anais do XXX Congr. Bras. Geol., SBG, (6):2423-2436, Recife.
- Hasui, Y.; Carneiro, C.D.R.; Bistrichi, C.A. (1980). Estruturas e tectônica do Pré-Cambriano de S. Paulo e Paraná. Anais Acad. Bras. Ciênc., 52(1): 61-76, Rio de Janeiro.
- Hasui, Y. e Oliveira, M.A.F. (1984). Província Mantiqueira - Setor Central. In: Almeida, F.F.M. e Hasui, Y. (Coords), O Pré-Cambriano do Brasil, Edgard Blücher, São Paulo.
- Heier, K.S. (1962). The possible origins of amphibolites in an area of high metamorphic grade. Norsk Geologisk Tidsskrift, (42):157-165.

- Heinrich, E.W. (1956). Microscopic Petrography. McGraw-Hill, N. York, 296pp.
- Irvine, T.N. e Baragar, W.R.A. (1971). A guide to chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences, 8: 523-548.
- Jahn, B. M. e Schrank, A. (1983). REE geochemistry of komatiites and associated rocks from Piumhi, Southeastern Brazil. Precambrian Research, 21: 1-20.
- Leake, B.E. (1964). The chemical distinction between ortho- and para-amphibolites. Journal of Petrology, 5(2): 238-254.
- Marini, O.J.; Fuck, R.A.; Danni, J.C.; Dardenne, M.A. (1981). A evolução geotectônica da Faixa Brasília e do seu embasamento. Anais do Simpósio sobre o Cráton do S. Francisco e suas Faixas Marginais, SBG/Secret. Minas e Energia da Bahia, 100-115.
- Mason, R. (1978). Petrology of the metamorphic rocks. George Allen & Unwin, Boston, 254pp.
- Myers, R.E. e Breitkopf, J.H. (1989). Basalt geochemistry and tectonic settings: a new approach to relate tectonic and magmatic processes. Lithos, 23: 56-62.
- O'Hara, (1967). Mineral facies in ultrabasic rocks. In: Wyllie, P.J. (ed.), Ultramafic and related rocks, John Wiley & Sons, N. York, 7-18.
- Oliver, R.L.; Nesbitt, R.W.; Hansen, D.M.; Franzen, N. (1972). Metamorphic olivine in ultramafic rocks from Western Australia. Contrib. Mineral. Petrol., 36: 335-342.
- Pearce, J.A. e Cann, J.R. (1973). Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. Earth and Planetary Science Letters, 19: 290-300.
- Pearce, T.H.; Gorman, B.E.; Birkett, T.C. (1977). The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. Earth and Planetary Science Letters, 36: 121-132.

- Peloggia, A.U.G. (1990). Geologia e Geoquímica das rochas máficas e ultramáficas da região de Arcadas (SP). Exame de Qualificação, nível mestrado, Instituto de Geociências da USP, 44pp (inédito).
- Ramsay, J. G. (1960). The deformation of early linear structures in areas of repeated folding. Journal of Geology, 68: 75-93.
- Ramsay, J. G. (1967). Folding and Fracturing of Rocks. McGraw-Hill, N. York, 568pp.
- Sad, J.H.G. e Barbosa, H.L.M. (1983). Síntese Geológica da Folha Socorro - São Paulo. 1ª Jornada Sobre a Carta Geológica do Estado de São Paulo 1:50.000. Secret. Ind. Com. Ciênc. Tecnol., SP, PRÓ-MINÉRIO/IPT: 109-135.
- Schobbenhaus Fo., C. (Coordenador) (1978). Folha Rio de Janeiro/Vitória/Iguape, SF23/SF24/SG23: Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, DNPM, Brasília.
- Shaw, D.M. e Kudo, A.M. (1965). A test of the discriminant function in the amphibolite problem. Mineralogical Magazine, 34: 423-435.
- Stamatelopoulou-Srymour, K. e Francis, D.M. (1980). Metamorphic olivine in peridotitic komatiite flows, Lac Guyer, Québec. Canadian Mineralogist, 18: 265-270.
- Tassinari, C.C.G. e Campos Neto, M.C. (1988). Precambrian Continental Crust Evolution of Southeastern São Paulo State- Brazil: based on isotopic evidences. Geochimica Brasiliensis, 2(2): 175-183.
- Tassinari, C.C.G.; Campos neto, M.C.; Vidal, P. (1989). Idades e natureza da crosta continental primitiva da região leste do Estado de São Paulo: evidências a partir dos isótopos de Nd, Sr e Pb. 10 Simpósio de Geologia do Sudeste, SBG/RJ-SP, Boletim de Resumos, 103-104, Rio de Janeiro.
- Vasconcellos, A.C.B.C. (1988). O Grupo Andrelândia na Região a Norte de Ouro Fino, MG. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências USP, 199 pp (inédito).

- Wernick, E. (1967). A geologia da região de Amparo (Leste do Estado de S. Paulo). Tese de Doutorado, F.F.C.L. Rio Claro, 235pp (inédito).
- Wernick, E. (1978). Contribuição à estratigrafia do Pré-Cambriano do Leste do Estado de S. Paulo e áreas vizinhas. Revista Brasileira de Geociências, 8(3): 206-216.
- Wernick, E.; Hasui, Y.; Brito neves, B.B. (1978). As regiões de dobramentos Nordeste e Sudeste. Anais do XXX Congr. Bras. Geol., SBG, (6): 2493-2507, Recife.
- Wilcox, R.E. e Poldevaart, A. (1958). Metadolerite dike swarm in Bakersville-Roan Mountain area, North Carolina. Bull. Geol. Soc. Amer., 69: 1323-1368.
- Williams, H.; Turner, F.J.; Gilbert, C.N. (1955). Petrography. W.H. Freeman & Co., S. Fcisco., 406pp.
- Winkler, H.G.F. (1977). Petrogênese das Rochas Metamórficas (tradução de C. Burger Jr.), Edgard Blücher, São paulo, 254pp.

ANEXOS: Perfis geológicos

perfil A-B

perfil C-D

perfil E-F

perfil G-H

perfil I-J

Legenda:

ortognaisses a: anfibolitos

Associação de Arcadas: anfibolitos bandados e homogêneos

Xistos Fazenda Bela Vista

Quartzitos Serra dos Feixos (vide mapa geológico para as intercalações)

Gnaisses Ribeirão do Pantaleão (vide mapa para intercalações)

Gnaisses Duas Pontes

Localização dos perfis no mapa geológico.

Anexo 1- Perfil A-B

Anexo 2- Perfil C-D

Anexo 3- Perfil E-F

0 1km

Anexo 4- Perfil G-H

Anexo 5- Perfil I-J

MAPA GEOLÓGICO 1:25000

Legenda

Quaternário

Qa Aluviões atuais e pré-atuais

Fanerozoico Indistinto

Fi Manchas de sedimentos isoladas em topos de morros

Proterozóico Médio

PMgg Unidade dos granito-gnaisses a magnetita, a: anfibolitos; um: xistos ultramáficos

PMqSF Quartzitos Serra dos Feixos
mx: intercalações de mica-quartzo xistos
g: veios pegmatóides espessos
qz: veios de quartzo espessos
sb: sequência bandada
xg: intercalações de xistos e gnaisses

PMgndP Gnaisses Duas Pontes
a: anfibolitos
hgn: hornblenda-gnaisses
qzt: quartzitos

PMxBV Xistos Fazenda Bela Vista
a: anfibolitos
qz: veios de quartzo espessos
qzt: lentes e camadas de quartzito
hgn: hornblenda gnaisses bandados
gn: intercalações de biotita-plagioclásio
gnaisses e xistos feldspáticos
cs: intercalações de rochas cálcio-silicáticas

PMgnRP Gnaisses Ribeirão do Pantaleão
a: anfibolitos
qzt: lentes e camadas de quartzitos,
quartzitos micáceos e quartzo-xistos
um: xistos ultramáficos
gg: corpos de gnaisses graníticos
qzt: quartzitos impuros
qx: quartzo-xistos, biotita-quartzo xistos, quartzitos
micáceos, quartzitos e gnaisses quartzosos
mf: rochas manganó-feríferas

Proterozoico Inferior / Arqueano

PIAOM Complexo Amparo/
Associação Ortognáissico-Migmatítica
a: granada-anfibolitos e subordinadamente
anfibolitos homogêneos
um: xisto ultramáfico
g: monzogranitos
mig: migmatitos estromáticos, flebiticos
e nebulíticos

PIAMU Associação Máfico-Ultramáfica de Arcadas
a: anfibolitos homogêneos
xg: xistos grafitosos e quartzitos impuros
ab: anfibolitos bandados
x: xistos ultramáficos

Estruturas planares e lineares

- foliação principal (S2/Sn+1 paralela ao bandamento)
- foliação S3
- clivagens tardias
- foliação milonítica/protomilonítica
- lineação de orientação mineral e estiramento I2
- lineação I3
- lineações tardias de intersecção e crenulação

Contatos

- contato geológico (tracejado quando inferido)
- contato geológico transicional
- contato geológico com truncamento tectônico
- falha/faixa milonítica de alto ângulo

Dobras

- traço-axial de dobras isoclinais D2/ Dn+1
- traço-axial de dobras D3
- traço-axial de dobras tardias Dt
- antiforma
- sinforma
- sinforma invertida
- antiforma invertida

Perfil geológico B—A

0 1km
Escala 1:25.000

Localização da área no Estado

Base topográfica: folhas 1:10.000 Bairro Pantaleão, Serra dos Feixos, Arcadas, Duas Pontes e Pedreira I, do IGC-SP (1979)

Dissertação de Mestrado: "A Faixa Alto Rio Grande na Região de Amparo (SP)"
Geologia por: ALEX UBIRATAN GOOSSENS PELOGGIA