UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

ROCHAS METAMÓRFICAS DOS ARREDORES DE ITAPIRA - SP

ANTONIO CARLOS ARTUR

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

Orientador:
Prof. Dr. Koji Kawashita

DEDALUS - Acervo - IGC
30900007895

T523

SÃO PAULO
1980

Aos meus pais, a minha esposa
e ao meu filho Julio Cesar.

I N D I C E

I. INTRODUÇÃO 1
- I.1. Objetivos do Trabalho 1
- I.2. Localização e Extensão da Área 1
- I.3. Aspectos Fisiográficos 1
- I.4. Condições de Acesso 3
- I.5. Metodologia do Trabalho 3

II. GEOLOGIA REGIONAL 8
- II.1. Localização Tectônica 8
- II.2. Mapeamentos Prévios 8
- II.3. Dados Geológicos Regionais 9
- II.4. Estratigrafia 15

III. ESBOÇO GEOMORFOLÓGICO 25

IV. DESCRIÇÃO DAS LITOLOGIAS 29
- IV.1. Rochas Sedimentares 29
- IV.2. Granitóides Cataclasados 30
- IV.3. Rochas Metamórficas 30

V. PETROGRAFIA 41
- V.1. Rochas Sedimentares 41
  - V.1.1. Rochas Sedimentares do Grupo Tubarão (Permo-Carboníferos) 41
  - V.1.2. Rochas Sedimentares da Formação Rio Claro (Neo-Cenozóico) 41
  - V.1.3. Sedimentos Recentes 42
- V.2. Granitóides Cataclasados 43
- V.3. Rochas Metamórficas 46
  - 1. Biotita e hornblenda gnaisses 46
  - 2. Biotita e hornblenda gnaisses porfiroblásticos 57
  - 3. Biotita e hornblenda gnaisses anatexíticos e migmatíticos 61
  - 4. Gnaisses graníticos 68
  - 5. Gnaisses pegmatíticos 73
  - 6. Biotita (± granada) xistos 77
  - 7. Quartzitos 81

8. Anfibolitos 86
9. Gonditos 91
10. Mármores calcíticos 94
11. Meta-hornblenditos e -ultramafitos 96
12. Meta-argilitos,-conglomerados, -arenitos e -arcósios 101
13. Milonitos e cataclasitos 104
V.3.1. Estudo Químico de Muscovitas 110
V.3.1.1. Resultados e Discussão 112
V.3.2. Fácies de Metamorfismo e Evolução Petrogenética 120

VI. ASPECTOS ESTRUTURAIS 123
VI.1. Fases de Dobramento 123
VI.2. Estruturas Locais 132
VI.2.1. Procedimento de Campo e Tratamento dos Dados 132
VI.2.2. Elementos Estruturais 133

VII. DADOS GEOCRONOLÓGICOS 152
VII.1. Discussão dos Dados Radiométricos K-Ar 153
VII.2. Discussão dos Dados Radiométricos Rb-Sr 156

VIII. OCORRÊNCIAS DE INTERESSE ECONÔMICO 169

IX. TENTATIVA DE UMA SÍNTESE DA EVOLUÇÃO GEOLÓGICA 173

X. CONCLUSÕES 177

XI. AGRADECIMENTOS 179

XII. BIBLIOGRAFIA 181

F I G U R A S

Figura 1 - Localização da área mapeada. 2

Figura 2 - Esboço geotectônico da parte Sul do Cráton de São Francisco (Segundo Ebert, 1956). 11

Figura 3 - Mapa geológico do Leste do Estado de São Paulo e Sul de Minas Gerais (Segundo Ebert, 1968). 12

Figura 4 - Mapa geológico simplificado da região Nordeste do Estado de São Paulo e Sul de Minas Gerais (Segundo Fiori, Wernick e Bittencourt,1978). 16

Figura 5 - Relação entre a %($MgO + FeO_{tot}$) da muscovita e a %($MgO + FeO_{tot}$) da rocha total para os muscovita quartzitos da região de Itapira-SP. 114

Figura 6 - Relação entre os íons de Fe e Mg das camadas octaedrais das muscovitas em função da temperatura. 115

Figura 7 - Relação entre os íons de Fe das camadas octaedrais e de Na das posições interlamelares das muscovitas em função da temperatura. 116

Figura 8 - Relação entre o Mg das camadas octaedrais e o Na das posições interlamelares como indicador barométrico. 117

Figura 9 - Variação do alumínio de coordenação tetraédrica nas muscovitas da região de Itapira-SP. 119

Figura 10 - Estrutura a Leste da Fazenda do Jardim. 127

Figura 11 - Estrutura Sinformal de Itapira. 130

Figura 12 - Divisão da área mapeada "em Setores",para fins de caracterização de elementos estruturais. 134

Figura 13 - Diagramas de contorno de pólos das normais (obtidos na rede Schmidt-Lambert, hemisfério inferior) a foliações dos setores 1 e 2. 136

Figura 14 - Diagramas de contorno de pólos das normais (obtidos na rede Schmidt-Lambert, hemisfério inferios) a foliações dos setores 3 e 4. 137

Figura 15 - Diagramas de contorno de pólos das normais (obtidos na rede Schmidt-Lambert, hemisfério inferior) a juntas dos setores 1 e 2. 142

Figura 16 - Diagramas de contorno de pólos das normais (obtidos na rede Schmidt-Lambert, hemisfério inferior) a juntas dos setores 3 e 4. 143

Figura 17 - Diagrama de contorno de pólos das normais (obtido na rede Schmidt-Lambert, hemisfério inferior) aos planos de falhas e planos de foliação em milonitos, de todos os setores. 147

Figura 18 - Diagrama de contorno de pólos das normais (obtido na rede Schmidt-Lambert,hemisfério inferior) a veios de quartzo e pegmatitos de todos os setores. 150

Figura 19 - Diagrama isocrônico Rb/Sr do gnaisse granítico e do biotita gnaisse porfiroblástico do afloramento 14. 157

Figura 20 - Ampliação de parte do diagrama isocrônico da figura 19. 159

Figura 21 - Isócrona Rb/Sr do gnaisse Amparo do afloramento 18. 160

Figura 22 - Isócrona Rb/Sr do biotita gnaisse do afloramento 19. 162

Figura 23 - Diagrama isocrônico Rb/Sr do gnaisse granítico do afloramento 100 e do biotita gnaisse do afloramento 22. 165

Figura 24 - Diagrama isocrônico Rb/Sr dos migmatitos dos afloramentos 58 e 59. 166

Figura 25 - Representação sinóptica das isócronas das rochas metamórficas dos arredores de Itapira-SP. 168

T A B E L A S

Tabela 1 - Composição química parcial de muscovitas dos muscovita quartzitos da região de Itapira-SP 113

Tabela 2 - Fórmula estrutural, expressa na base de 22 átomos de oxigênio, das muscovitas dos muscovita quartzitos da região de Itapira-SP. 113

Tabela 3 - Determinações dos teores de FeO e MgO dos muscovita quartzitos da região de Itapira-SP. 113

Tabela 4 - Máximos em ordem de frequência obtidos a partir dos diagramas de contorno das figuras 13 e 14 para atitudes de foliação dos setores 1, 2, 3 e 4 dos arredores de Itapira-SP. 138

Tabela 5 - Máximos em ordem de freqüência obtidos a partir dos diagramas de contorno das figuras 15 e 16 para as atitudes de juntas dos setores 1, 2, 3 e 4 dos arredores de Itapira-SP. 144

Tabela 6 - Idades K-Ar de rochas dos arredores de Itapira-SP. 154

F O T O S

Foto 1 - Granitóide cataclasado. Margem esquerda do Córrego da Fazenda Velha, próximo da sua confluência com o Rio Mogi-Guaçu. 44

Foto 2 - Biotita hornblenda gnaisse bandeado a fitado. Fazenda do Matão. 48

Foto 3 - Biotita gnaisse bandeado. Córrego da Cristália a oeste da Fazenda Cristália. 48

Foto 4 - Migmatito. Neossoma discordando levemente da foliação do paleossoma, com contatos nítidos. Rodovia Itapira-Lindóia, Km 26. 66

Foto 5 - Migmatito. Predominância do neossoma sobre o paleossoma. Rodovia Itapira-Lindóia, Km.26. 66

M I C R O F O T O S

Microfoto 1 - Textura "fluidal" em leitos quartzo-feldspáticos de biotita hornblenda gnaisse. Nicois X,

aumento 25x. 50

Microfoto 2 - Hornblenda diopsídio gnaisse. Reação diopsídio-hornblenda. Nicois//,aumento 32x. 53

Microfoto 3 - Epídoto zonado. Nicois X, aumento 100x. 55

Microfoto 4 - Hornblenda diopsídio gnaisse. Contato entre leito rico em diopsídio (claro, parte inferior) e leito rico em hornblenda (escuro). Nicois//, aumento 10x. 56

Microfoto 5 - Muscovita quartzito com grãos de quartzo fraturados, extinção ondulante e bandas de deformação. Nicois X, aumento 10x. 84

Microfoto 6 - Andesina-anfibolito, notando-se vestígios de textura granular. Nicois//,aumento 25x. 88

Microfoto 7 - Andesina-anfibolito.Contato entre leitos de cristais grandes e pequenos de hornblenda. Nicois//, aumento 10x. 89

Microfoto 8 - Meta-hornblenditos. Textura nematoblástica por justaposição. Nicois//, aumento 10x. 98

Microfoto 9 - Cataclasito com textura "mortar". Nicois X, aumento 25x. 108

A P Ê N D I C E

Apêndice 1 - Dados analíticos Rb-Sr. 193

A N E X O S

Mapa litológico-estrutural dos arredores de Itapira-SP

Mapa de localização dos afloramentos

I. INTRODUÇÃO

I.1. Objetivo do Estudo

O principal objetivo do presente trabalho, é o mapeamento litológico-estrutural em semi-detalhe na escala de 1:50.000 de uma área de cerca de 430 km^2, envolvendo principalmente rochas cristalinas que circundam a borda oriental da Sinéclise da Bacia do Paraná nos arredores de Itapira. O trabalho proposto, constitui inicialmente, uma tentativa de conhecer a forma, o comportamento estrutural e as relações de contato entre diferentes unidades lito-estruturais, bem como a conseqüente caracterização petrográfica dos diversos tipos litológicos. Além disso, com o auxílio de critérios estruturais e datações radiométricas, tentamos enquadrar a área em foco no contexto da evolução geológica regional.

I.2. Localização e Extensão da Área

A área mapeada localiza-se na Região Nordeste do Estado de São Paulo, na divisa com o Estado de Minas Gerais. É limitada pelos meridianos 46º 41' e 46º 53' WG e pelos paralelos 22º 18' e 22º 30' S, correspondendo a uma área de aproximadamente 430 km^2 (Fig. 1). Abrange parcialmente as folhas de Mogi-Guaçu e Águas de Lindóia, respectivamente com os códigos SF-23-Y-A-III-3 e SF-23-Y-A-III-4 dentro da folha ao milionésimo do Rio de Janeiro.

Situa-se na área a cidade de Itapira e os vilarejos de Barão de Ataliba Nogueira, Eleutério e Sapucaí. Politicamente envolve parte dos municípios paulistas de Itapira (ocupando a maior porção da área mapeada), Mogi-Mirim a W, Águas de Lindóia e Lindóia a SE e parte dos municípios mineiros de Jacutinga a NE e Monte Sião a E.

I.3. Aspectos Fisiográficos

Com exceção de uma faixa a W da cidade de Itapi-

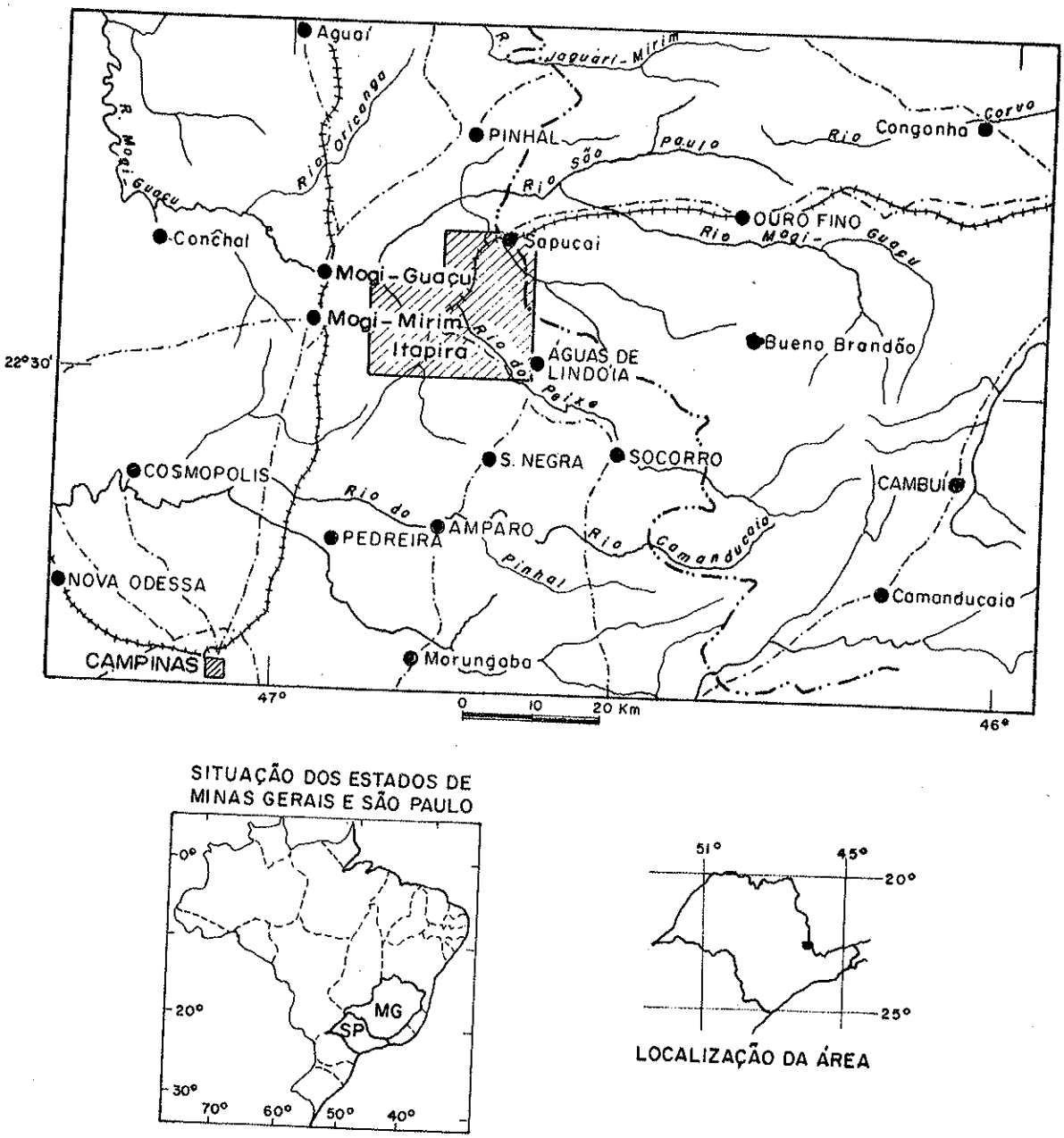


Figura 1 - Localização da área mapeada.

ra, com relêvo plano ou ligeiramente ondulado, a área caracteriza se pelo predomínio de topografia serrana, com desníveis topográficos oscilando entre as altitudes aproximadas de 600 metros a W e 1200 metros a E da área. As altitudes mais elevadas situam-se no extremo leste e estão representadas pelas serras dos Coutos, do Combate, do Malheiro e do Matão, na divisa dos Estados de São Paulo e Minas Gerais, chegando os desníveis a mais de 300 metros.

Os maiores escoadouros da área são os Rios do Peixe e Eleutério, afluentes da margem esquerda do Rio Mogi-Guaçu, ambos com sentido de escoamento para noroeste. O Ribeirão da Penha,

afluente da margem esquerda do Rio do Peixe, também possui caráter expressivo. Penetra ao sul da área com direção geral N-S até próximo a Itapira, onde então inflete para NW. Os vales mais desenvolvidos encontram-se ao longo de toda extensão do Ribeirão da Penha e em um trecho ao longo do Rio do Peixe entre a Fazenda São Jerônimo, a leste de Itapira, até sua desembocadura no Rio Mogi-Guaçu. Eles são representados por planícies inundáveis na época das chuvas.

O clima da região é caracterizado pela existência de uma estação seca de inverno, com duração média de 1 a 2 meses. A temperatura é bastante variável em função das elevadas altitudes na área, sendo que a média do mês mais frio na cidade situa-se entre 15º e 20ºC, ficando abaixo de 15ºC, na zona serrana. Na classificação de Koppen é um clima do tipo CWa, e na classificação do IBGE um clima sub-sêco e sub-quente (sub-tropical).

I.4. Condições de Acesso

A cidade de Itapira dista aproximadamente 160 km de São Paulo por rodovia asfaltada via Jundiaí, e 70 km de Campinas, via Mogi-Mirim.

O sistema viário da região é bom, destacando-se as rodovias asfaltadas Mogi Mirim-Itapira-Lindóia (SP 147), situada na parte sul da área, e Amparo-Jacutinga, via Itapira (SP 352 - MG 162) que atravessa toda a porção mediana da área com disposição geral NE-SW. A existência de vilarejos, bem como numerosas fazendas, desenvolveu uma rede de estradas municipais e particulares na maioria das vezes em razoável estado de conservação,completando o sistema viário que permite uma locomoção relativamente boa, facilitando as observações de campo.

A região é também servida pela Estrada de Ferro FEPASA, antiga Mogiana, que liga Itapira a Mogi-Mirim e a Jacutinga, cujo ramal tem disposição quase paralela às rodovias Itapira-Mogi Mirim e Itapira-Jacutinga.

I.5. Metodologia do Trabalho

As atividades básicas para a realização do presen-

te estudo foram as de rotina para trabalhos dessa natureza, envolvendo:

a- Consulta Bibliográfica
b- Interpretação Fotogeológica
c- Trabalhos de Campo
d- Trabalhos de Laboratório
e- Trabalhos Finais de Gabinete

a. Consulta bibliográfica

A primeira etapa constou de uma pesquisa sistemática, sob o ponto de vista bibliográfico, de trabalhos geológicos referentes a área de estudo. Foram consultadas, também, publicações de âmbito mais geral, bem como as que relatam fenômenos semelhantes em outras áreas. Através desse levantamento bibliográfico foi possível obter tanto as informações desejadas, como estabelecer prioridades dessas observações em função das finalidades propostas.

b. Interpretação fotogeológica

A interpretação fotogeológica foi efetuada em fotografias aéreas na escala 1:25.000, datadas de 1972 e adquiridas no Instituto Brasileiro do Café. A sistemática de fotointerpretação baseou-se na apresentada por Soares e Fiori (1976), e permitiu traçar as principais feições estruturais e tectônicas, bem como delinear as principais zonas homólogas. Posteriormente, com base nas folhas topográficas de Mogi-Guaçu (Folha SF-23-Y-A-III-3)e Águas de Lindóia (Folha SF-23-Y-A-III-4), na escala 1:50.000 do IBGE e convenientemente ampliadas por método fotográfico para a escala 1:25.000, foi confeccionado, com o auxílio do Sketchmaster, um mapa fotolitológico preliminar.

c. Trabalhos de campo

Durante os trabalhos de campo foram realizadas descrições das litologias, do manto de intemperismo, das formações superficiais, bem como efetuou-se a coleta de amostras e medidas de diversos parâmetros estruturais. Sempre que possível, percor-

remos a área perpendicularmente às estruturas regionais a fim de desenvolver perfis que melhor permitissem estabelecer unidades litológicas e sua estruturação interna, atingindo uma densidade média aproximada de 1 ponto por km^2.

Os trabalhos de campo foram desenvolvidos em um período de oito meses, perfazendo um total de 50 dias de campo. Após cada etapa de campo, procuramos reinterpretar o mapa fotolitológico preliminar dos trechos percorridos, sendo esse procedimento adotado para toda a área até a elaboração do mapa litológico-estrutural final.

O mapa fotolitológico com todos os detalhes das folhas topográficas de Mogi-Guaçu e Águas de Lindóia, juntamente com as fotografias aéreas, se prestaram satisfatoriamente como base para a localização e locomoção durante os trabalhos de campo. Devido ao relativo bom estado de conservação do sistema viário da região, o acesso para o levantamento geológico foi, em parte, efetuado com veículo "Volkswagen Sedan 1500", porém, em alguns locais, a impraticabilidade de se trafegar ou a inexistência de estradas, obrigou-nos a percorrer longos trechos a pé.

d. Trabalhos de laboratório

Nesta fase foram realizadas as seguintes etapas:

1. <u>exame microscópico</u>

No laboratório foram analisadas macroscopicamente, com mais detalhes, todas as amostras coletadas. O exame microscópico de cerca de 110 secções delgadas foi executado em microscópio Zeiss, modêlo Standart WL, visando a caracterização dos diversos tipos litológicos no tocante a composição mineralógica e aspectos texturais. Igualmente nesta fase, foram escolhidas as amostras destinadas a estudos geocronológicos e análises químicas quantitativas de muscovitas.

2. <u>datações radiométricas</u>

As datações radiométricas foram realizadas pelos métodos K-Ar em minerais separados e Rb-Sr em rocha total no

Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo.

A técnica utilizada para o método K-Ar, e sua precisão experimental, foram descritas em Amaral et al (1966). Os erros experimentais foram estimados em cada caso, de acordo com a qualidade das análises efetuadas. As constantes empregadas nos cálculos foram:

$$\lambda_{tot.} = 0{,}530 \times 10^{-9} \text{ anos}^{-1}$$

$$\lambda_{\varepsilon} = 0{,}585 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$$

$$\%\text{atom. } K^{40} \text{ em } K^{tot.} = 0{,}0119$$

As análises Rb-Sr foram efetuadas segundo a metodologia apresentada por Torquato (1974). As concentrações de Rb e de Sr foram determinadas quantitativamente por fluorescência de raios X, com erros estimados inferiores a 3%. As relações Sr^{87}/Sr^{86} foram obtidas em espectrômetro de massa da marca Varian-MAT, tipo TH-5, estando sujeitos a erros experimentais inferiores a 0,3%. Os valores de Sr^{87}/Sr^{86} foram normalizados para $Sr^{86}/Sr^{88} = 0{,}1194$. As demais constantes utilizadas foram:

$$\lambda_{Rb} = 1{,}42 \times 10^{-11} \text{ anos}^{-1}$$

$$Rb^{85}/Rb^{87} = 2{,}59$$

3. análise química quantitativa de muscovitas

O programa analítico foi efetuado no Laboratório de Microssonda do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, empregando um instrumento de fabricação Applied Research Laboratories, modelo EMX-SM.

Para o trabalho analítico com a microssonda eletrônica, foram utilizadas secções delgadas polidas. As secções foram cobertas com carbono, recorrendo-se a um metalizador modelo CV-144 da Consolidated Vaccuun Corporation.

As condições de instrumentação foram as seguintes: potencial de aceleração 15Kv, corrente de amostra 0,03μA, tempo de integração nos contadores 10" e, diâmetro do feixe eletrônico aproximadamente 1μ para elementos aparentemente estáveis e ampliados para cerca de 20μ para o Na e K que apresentam problemas de

volatilização. O padrão utilizado foi a muscovita natural (Padrão 4, nº 7) pertencente ao laboratório. Os dados obtidos foram submetidos a correções instrumentais (drift e background), bem como, aos demais fatores de efeito diferencial de matriz (absorção atômica, número atômico e fluorescência secundária), segundo o método de Bence e Albee (1968).

Para cada amostra analisada, os valores listados nas tabelas correspondem à média aritmética de 100 determinações em grânulos diferentes. As fórmulas químicas foram calculadas, em conformidade com Guidotti (1970), na base de 22 oxigênios anidros. Os dados analíticos totais fecham-se entre 94 e 96%, sendo que, a porção complementar, corresponde principalmente a H_2O e, provavelmente, aos elementos químicos minoritários Ti, F e Ca.

Para as amostras utilizadas no programa analítico das muscovitas, foram efetuadas análises químicas em rocha total para a determinação quantitativa de $Fe_{(total)}$ e Mg. Tiveram como finalidade, um controle da variação na composição das muscovitas em relação à composição da rocha total. Estas análises foram executadas por espectro-fotometria de absorção atômica no Laboratório de Química Analítica do Departamento de Mineralogia e Petrologia do Instituto de Geociências.

e. Trabalhos finais de gabinete

Concluídas as análises e a interpretação de todos os dados, procedeu-se a execução dos desenhos, organização das tabelas e gráficos, bem como à redação do presente trabalho.

O mapeamento geológico elaborado com a ajuda do mapa fotogeológico na escala 1:25.000, foi reduzido para a escala 1:50.000 para efeito de apresentação e para manter uma homogeneidade com outros mapeamentos executados, nesta escala, em áreas vizinhas, tendo em vista futuras integrações regionais.

II. GEOLOGIA REGIONAL

II.1. Localização Tectônica

Considerando-se a compartimentação tectônica do Pré-Cambriano paulista (Penalva e Wernick, 1973b), a área estudada situa-se no Bloco Jundiaí, limitado ao norte pela falha de Jacutinga, e ao sul pelas falhas de Jundiuvira e Itu, todas de caráter transcorrente. Constitui, na região, o substrato da borda oriental da Bacia do Paraná.

O bloco tectônico ao norte da falha de Jacutinga é designado Bloco Pinhal, sendo constituído essencialmente por migmatitos altamente evoluídos e rochas graníticas. Este complexo recebe a denominação informal de Grupo Pinhal (Wernick e Penalva, 1973) e está embutido em metamorfitos das fácies anfibolito e granulito do Grupo Amparo. Já o bloco ao sul é conhecido como Bloco São Roque (Hasui et al., 1969), sendo constituído por rochas epimetamórficas do Grupo São Roque.

Ainda segundo a proposição apresentada por Wernick (1978a), a área em foco situa-se inteiramente no Maciço de Guaxupé, que passaria a apresentar como limite SE os falhamentos de Jundiuvira e Itu, sendo constituído pelos Grupos Amparo e Pinhal e pelas Formações Eleutério e Pouso Alegre, além de possíveis núcleos arqueanos.

Outra zona de ruptura importante é a representada pela falha de Inconfidentes, situada nas proximidades do contato norte do complexo granítico-migmatítico de Socorro, (Fig.4). As direções estruturais no Bloco Jundiaí são predominantemente NE-SW; entre as falhas de Inconfidentes e de Jacutinga infletem para ENE-WSW e ao norte desta passam a exibir direção NW-SE.

II.2. Mapeamentos Prévios

De acordo com o mapa geológico de 1974 editado pelo Instituto Geográfico e Geológico, na escala 1:1.000.000 a área em questão e regiões adjacentes aparecem como constituídas por rochas Pré-Cambrianas, sendo representadas essencialmente por gra

nitos, gnaisses, migmatitos, quartzitos e rochas intrusivas ácidas anteriores ao Grupo São Roque.

Em 1979, através do Projeto Sapucaí, o Departamento Nacional da Produção Mineral publicou carta geológica, na escala 1:250.000, de uma área de aproximadamente 70.000 km^2 do SW do Estado de Minas Gerais e NE do Estado de São Paulo. Os objetivos básicos do Projeto Sapucaí foram o mapeamento, remapeamento e integração da geologia regional, bem como a definição de áreas prioritárias para futuros estudos específicos e cadastramento de ocorrências minerais.

Mapeamentos geológicos em semi-detalhe do cristalino foram executados circundando praticamente toda a área por nós estudada, e estão assim distribuídos:

Ao sul, Wernick (1967) realizou um mapeamento na escala 1:50.000, na Quadrícula de Amparo, envolvendo pouco mais de 2.000 km^2, onde abordou tanto os aspectos geológicos gerais quanto os geomorfológicos, estruturais, econômicos e petrográficos.

Ao norte, Rodrigues (1976) apresentou um mapeamento geológico, na escala 1:50.000, de uma área que envolve parte da Falha de Jacutinga, onde o autor estuda detalhadamente os efeitos do metamorfismo cataclástico registrado ao longo desta falha transcorrente.

A leste, foi realizado um mapeamento geológico na escala 1:50.000, em convênio DNPM/FFCL de Rio Claro, (Wernick, 1977; coordenador) compreendendo as folhas de Ouro Fino e Borda da Mata (MG), totalizando uma área aproximada de 1.500 km^2, onde também são abordados os aspectos geológicos, geomorfológicos, estruturais, econômicos e petrográficos.

II.3. Dados Geológicos Regionais

Nos últimos anos tem surgido um grande número de dados geológicos, petrográficos, estruturais e geocronológicos referentes à área cristalina do nordeste do Estado de São Paulo e sul do Estado de Minas Gerais. Este incremento de dados permitiram, recentemente, sínteses sobre a evolução geológica, tectô-

nica e metamórfica da região, cujos traços gerais estão delineadas na Fig.4, sendo devidas principalmente a Wernick (1978 a,b), Fiori et al. (1978, 1980), Wernick e Penalva (1978b) e Wernick e Fiori (1979).

Apresentamos aqui um resumo da evolução do conhecimento do Pré-Cambriano da referida área, ocorrido nas últimas décadas e principalmente nos últimos anos. Para tanto nos basearemos em Wernick (1978a), complementando-o com o surgimento de novos dados.

O modelo geológico da área teve início com os trabalhos pioneiros realizados por Ebert a partir da década de 50. Em 1956, o referido autor partiu da premissa de que os Grupos Paraíba, Andrelândia e São João Del Rei eram unidades estratigráficas cronologicamente equivalentes, integrantes de um cinturão orogênico do Pré-Cambriano Superior que se amoldaria em torno do Cráton de São Francisco. O Grupo São João Del Rei é epizonal ou anqüimetamórfico e equivalente ao Grupo Bambuí; o Grupo Andrelândia é mesozonal e o Grupo Paraíba catazonal. Este corresponderia aos internídeos do cinturão geossinclinal, enquanto o Grupo Andrelândia constituiria seus externídeos. A vergência de ambos é dirigida contra o cráton cuja cobertura seria representada pelo Grupo São João Del Rei, gradualmente menos deformada no sentido do eixo do rio São Francisco.

Ainda, segundo Ebert (1968), os diversos grupos refletiriam diferentes ambientes de deposição, com o Grupo Paraíba de sedimentação eugeossinclinal, o Grupo Andrelândia de ambiente de transição de condições eu- para miogeossinclinais e o Grupo São João Del Rei sendo caracterizado por sedimentos clásticos finos, predominantemente bem selecionados, e calcários.

Ao sul de Belo Horizonte, na altura do paralelo 22ºS, o cinturão sofre uma bifurcação em dois ramos (Fig.2). Um, passa a infletir para noroeste contornando o cráton, tendo sido denominado de Araxaídes, o qual, passando por Três Corações e Varginhas, penetra no Estado de Goiás; o outro, constituíndo os Paraibides, penetra no Estado de São Paulo nas proximidades de Lindóia e Itapira, estendendo-se até os Estados do Paraná e Santa Catarina. Ambos os ramos exibiriam zoneamentos com a ocorrência de 3 faixas distintas:uma central, que corresponderia aos

internídeos, representados estratigraficamente pelos Grupos Paraíba e Juiz de Fora; uma faixa intermediária que corresponderia aos externídeos compreendendo estratigraficamente os Grupos Andrelândia (Paraibides, MG), Itapira (Paraibides, SP) e Varginhas (Araxaídes, MG) além dos Micaxistos Paraibuna, na Serra do Mar; e uma faixa externa, caracterizada por dobramentos e falhamentos suaves incluindo o Grupo São João Del Rei. Delimitada pelos dois ramos ocorre uma área triangular, recoberta a oeste pelos sedimentos da Bacia do Paraná, designada de Maciço Guaxupé (Almeida et al.,1976).

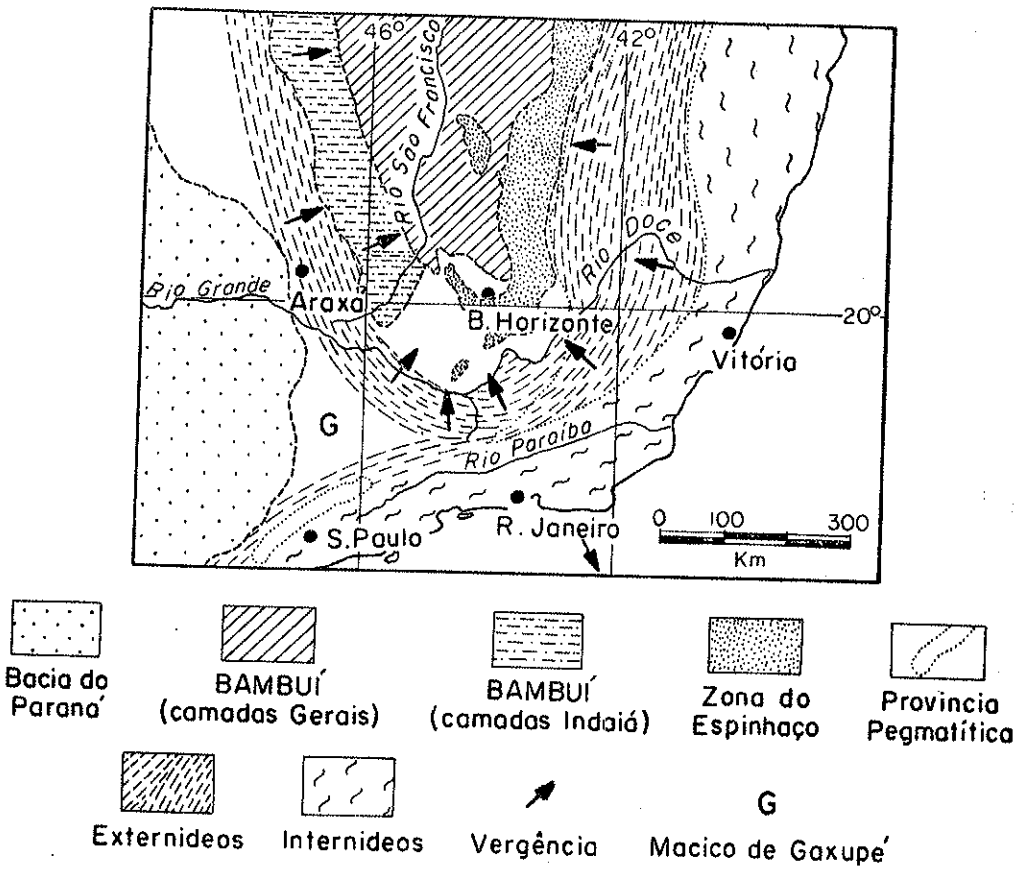


Figura 2 - Esboço geotectônico da parte sul do Cráton de São Francisco (segundo Ebert, 1956).

O Grupo Barbacena, corresponderia a uma unidade mais antiga, referível, conjuntamente à Formação Lafaiete, ao Dobramento Laurenciano (com cerca de 1.100 m.a.) ambos repousando sobre rochas mais antigas, representadas, na região, por migmatitos com idades ao redor de 2.300 m.a. e designadas por Ebert (1962) de Complexo Basal.

No decorrer de seus trabalhos, Ebert realizou sucessivas adaptações no modelo inicial, como conseqüência das variações da área de ocorrência e da extensão das diversas unidades estratigráficas continuamente criadas, redefinidas ou abandona-

das, de acordo com o desenvolvimento dos mapeamentos e disponibilidades de novos dados.

Coube ainda a Ebert (1968, 1971, 1974) correlacionar as unidades criadas e estudadas em Minas Gerais com as posteriormente caracterizadas no Estado de São Paulo. Assim correlacionou, tentativamente o Grupo Barbacena (MG) com o Grupo Amparo, os Grupos São João Del Rei e Andrelândia também em Minas Gerais com o Grupo Itapira e interpretou a Formação Eleutério como sendo correlata ao Grupo Itajaí (Fig.3).

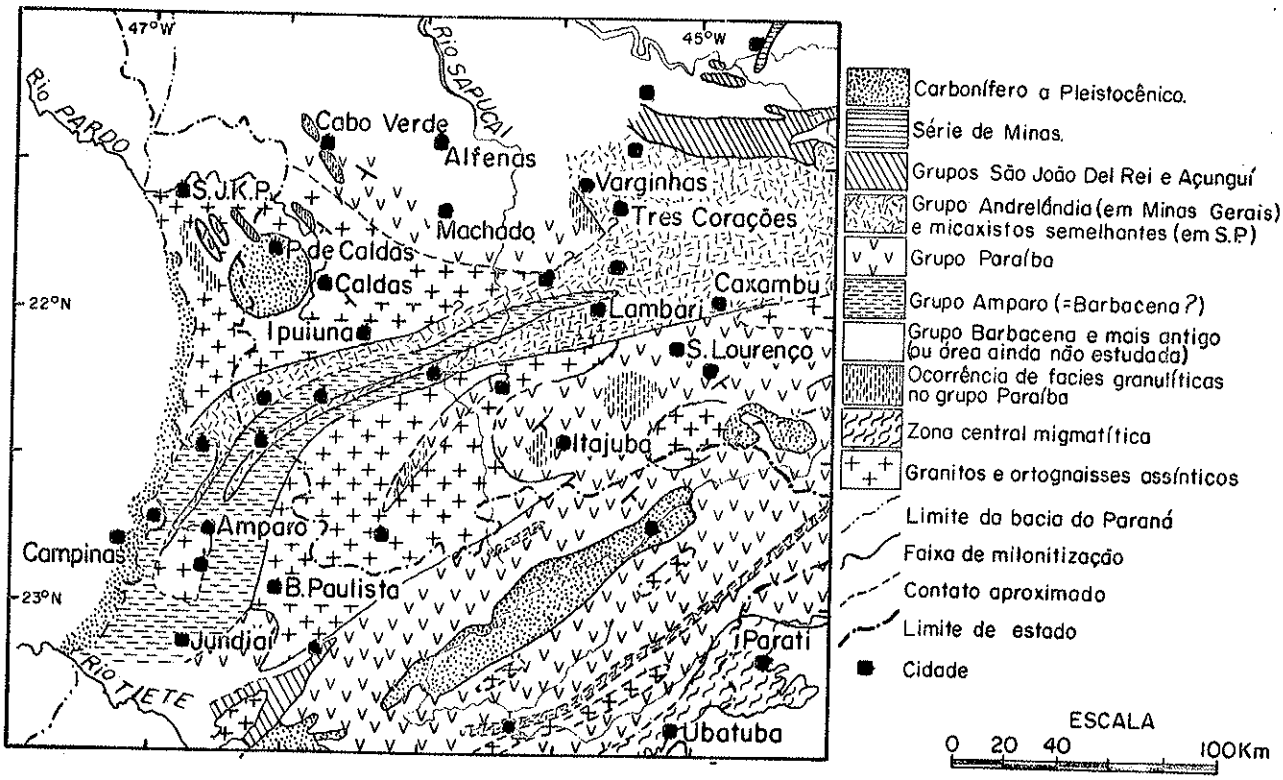


Figura 3 - Mapa geológico do leste do Estado de São Paulo e Sul de Minas Gerais (segundo Ebert, 1968).

Através da execução de novos mapeamentos e investigações geocronológicas, surgiram as seguintes inovações quanto a geologia regional:

- Estudos de Pires et al.(1970) referentes aos gonditos da região de Pouso Alegre revelaram a impossibilidade de enquadrar estas rochas quer no Grupo Barbacena, quer na Formação Lafaiete, utilizando os critérios metamórficos, magmáticos e econômicos empregados por Ebert (1957,1963). A continuidade da faixa de ocorrência dos gonditos até os arredores de Itapira foi estabelecida por Wernick et al. (1976a).

- Cordani et al. (1973) encontraram vestígios indicativos de superposições de três ciclos orogênicos nos Estados de

Minas Gerais e Rio de Janeiro. O Grupo Barbacena teria a idade de 2.800 m.a.; o Grupo Paraíba 2.000 m.a. e os granitos e migmatitos da Serra dos Órgãos 620 m.a..

- De acordo com Wernick e Penalva (1973) não foi possível, na região de Itapira, distinguir o Grupo Amparo do Grupo Itapira baseando-se nos critérios postulados por Ebert (1971), nem reconhecer o complicado padrão estrutural proposto pelo referido autor, representado por uma sucessão de sinclinais e anticlinais especiais, os primeiros ocupados pelo Grupo Itapira e os segundos pelo Grupo Amparo. Consideraram, em conseqüência, ambas as unidades equivalentes, variando apenas no aspecto faciológico da sedimentação. Igualmente, os trabalhos desenvolvidos na região de Santa Rita de Caldas e Ipuiuna, no âmbito do convênio DNPM/FFCL de Rio Claro (Soares, 1976; coordenador), não permitiram constatar que as rochas referíveis por Ebert ao Grupo Itapira ou Andrelândia pertencessem a um ciclo orogênico mais novo que o gerador do Grupo Amparo.

- Penalva e Wernick (1973a) e Wernick e Penalva (1974a), estudando a região de Pinhal e Socorro, observaram a migmatização e feldspatização intensa da litologia do Grupo Amparo pela profusa intrusão de material granítico de idade brasiliana. A estas áreas migmatizadas denominaram informalmente de Grupo Pinhal e descreveram o controle do referido processo (Wernick e Penalva, 1978, 1980). A migmatização de rochas litologicamente equivalentes ao Grupo Amparo, por granitos brasilianos, foi também constatada por Oliveira (1973) e Oliveira e Alves (1974) nos arredores de São José do Rio Pardo. Tal fato representaria a caracterização do esquema proposto por Delhal et al. (1969) na Serra dos Órgãos também no Leste do Estado de São Paulo.

- Wernick et al. (1976b) mostraram que o Grupo Amparo também pertence ao Ciclo Transamazônico não sendo possível, portanto, a sua correlação com o Grupo Barbacena. Atribuiram, igualmente, uma idade brasiliana aos maiores maciços graníticos do leste do Estado de São Paulo, confirmando, neste último caso, os dados de Cordani e Bittencourt (1967) e Ebert e Brochini (1968).

- Wernick (1978a, 1978b), baseado em dados geológicos, petrográficos, geocronológicos e estruturais demonstrou,

para a região nordeste do Estado de São Paulo e áreas vizinhas do Estado de Minas Gerais situadas no Maciço de Guaxupé, uma evolução policíclica, com rochas pertencentes ao Ciclo Transamazônico (Grupo Amparo) sendo afetadas por fenômenos tectônicos, magmáticos e térmicos do Ciclo Brasiliano. Além de demonstrar que cada ciclo tectônico pode ser subdividido em várias fases e tendo caracterizado algumas delas, suspeitou também da existência, na região, de núcleos arqueanos que corresponderia ao embasamento, localmente exposto, do Grupo Amparo. Da mesma forma propõe que o limite SE do Maciço de Guaxupé, até então considerado pelo falhamento de Jacutinga, seja estendido até os falhamentos de Jundiuvira e Itu, tendo em vista que a primeira grande faixa de metassedimentos brasilianos (Grupo São Roque) só ocorrem ao sul desses falhamentos. Assim, o Maciço de Guaxupé que constitui parte da região cristalina nordeste do Estado de São Paulo e áreas vizinhas do Estado de Minas Gerais é constituído pelos Grupos Amparo (Ciclo Transamazônico) e Pinhal (Ciclo Brasiliano) além das Formações Eleutério e Pouso Alegre (Ciclo Brasiliano), e possíveis núcleos arqueanos.

- Fiori et al. (1978) revelaram, para a região, a existência de rochas ou eventos referíveis aos Ciclos Jequié, Transamazônico, Uruaçuano e Brasiliano. Também caracterizaram várias fácies de deformação ligadas a 3 fases principais de dobramentos referentes aos Ciclos Transamazônico, Uruaçuano e Brasiliano, cujas direções estruturais principais estão em torno de ENE-EW, NS-EW e NNE-NE respectivamente, (Fig.4). Contudo, não foi possível caracterizar as fácies de deformação ligadas à fase de dobramento associada ao Ciclo Jequié, já que as fácies de deformação da fase de dobramento associado ao Ciclo Transamazônico, que ocorre superimposto aos núcleos arqueanos presentes na área, apresentam intensa transposição e cisalhamento, obliterando quase totalmente as estruturas mais antigas. Ressaltaram também que a região nordeste do Estado de São Paulo e áreas vizinhas do Estado de Minas Gerais apresentam uma história geológica complexa e, que a análise estrutural permite, em muitos casos, determinar a sua sequência evolutiva.

Este modelo foi sucessivamente detalhado sob o aspecto estratigráfico, tectônico, petrográfico e geocronológico por Fiori (1979), Wernick e Fiori (1979), Artur et al. (1979),

Wernick et al. (1979), e Fiori et al. (1980).

Destes trabalhos resulta a estratigrafia que será tratada no ítem a seguir.

II.4. Estratigrafia

Com base nos dados previamente discutidos são reconhecíveis na região em foco e arredores as seguintes unidades cristalinas:

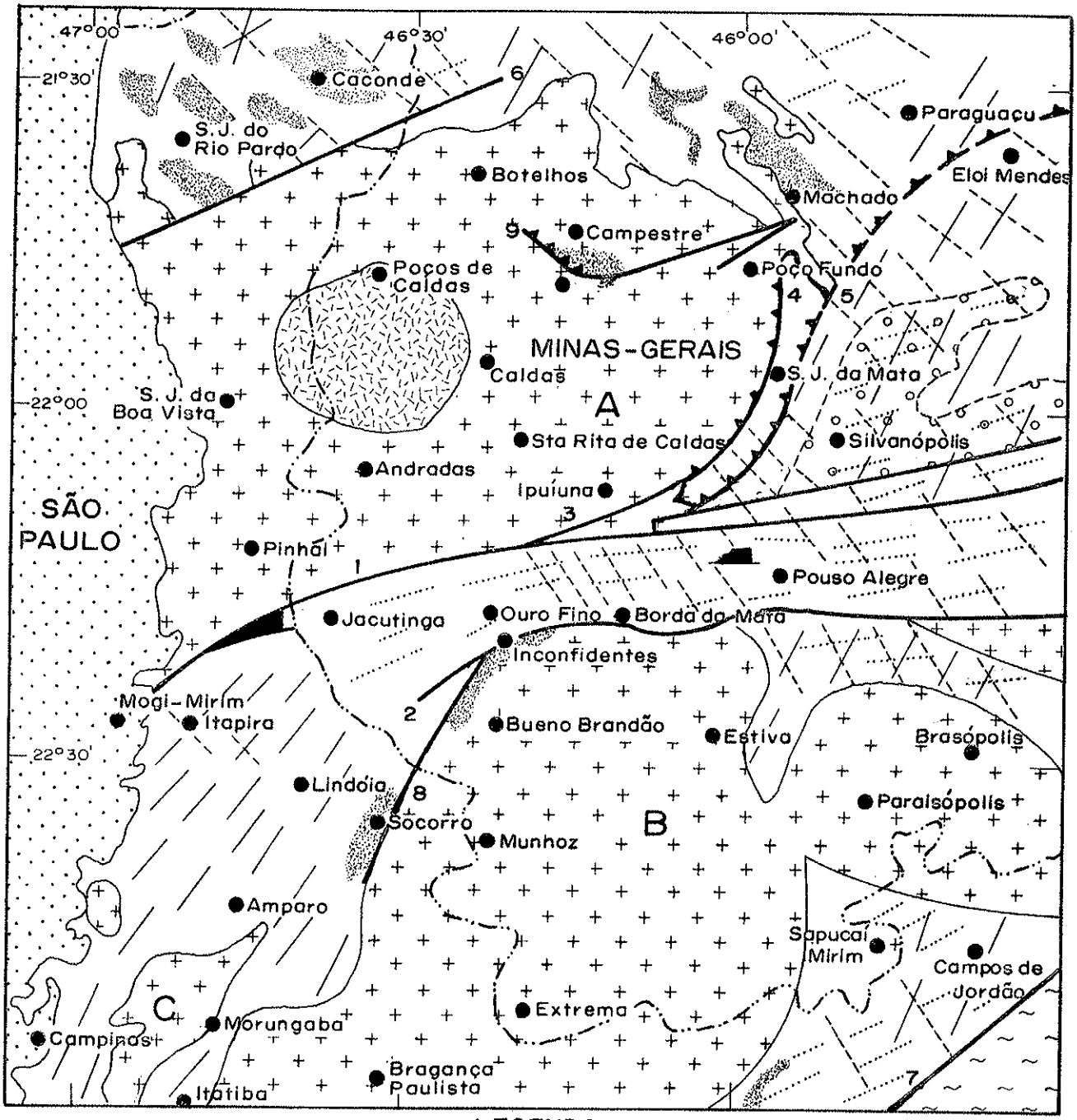
A - O Complexo de Silvianópolis, de idade arqueana.
B - O Grupo Amparo, de idade transamazônica, equivalente ao Grupo Itapira.
C - O Grupo Pinhal, de idade brasiliana.
D - As Formações Eleutério e Pouso Alegre, também de idade brasiliana.
E - O Maciço Alcalino de Poços de Caldas, de idade mesozóica.

Também ocorrem a oeste da área, em contato com o cristalino, rochas sedimentares pertencentes a Bacia do Paraná.

A distribuição destas unidades está representada, de modo esquemático, na Figura 4.

A- Complexo de Silvianópolis

O Complexo de Silvianópolis (Fiori, 1979), corresponde a uma ampla área constituída essencialmente por anatexitos do tipo embrechítico, predominantemente cinzentos, de composição variável entre tonalítica e granodiorítica a granítica. As rochas apresentam foliação proeminente quer pela disposição paralela de minerais estirados, quer pela alternância entre leitos quartzo-feldspáticos e leitos descontínuos enriquecidos em biotita e hornblenda. Localmente associam-se gnaisses porfiroblásticos e anatexitos irregulares do tipo flebítico ou schlierem. Fiori (1979) demonstrou que os embrechitos são produtos de intensa transposição dos anatexitos flebíticos e schlierem, sendo reconhecíveis naqueles ainda, localmente, dobras intrafoliares disruptas e com ápices espessados. A textura dos migmatitos é predominantemente granoblástica e a dos embrechitos granoblástica- ca-



LEGENDA

- Sedimentos da Bacia de Taubaté
- Sedimentos e Vulcânicas da Bacia do Paraná
- Rochas Alcalinas Variadas do Maciço de Poços de Caldas
- Depósitos Molassóides das Formações Pouso Alegre e Eleutério
- Granitóides e Migmatitos do Grupo Pinhal
  - A - Complexo Pinhal
  - B - Complexo Socorro
  - C - Maciço Morungaba
- Metasedimentos e Meta-Igneas variado do Grupo Amparo
- Áreas maiores de Granulitos e Charnoquitos do Grupo Amparo
- Complexo Anatexítico - Diatexítico de Silvianópolis

PRINCIPAIS FALHAS

1 - Jacutinga
2 - Inconfidentes
3 - Ipuiúna
4 - São João da Mata
5 - Espirito Santo do Dourado
6 - Divinolândia
7 - Santo Antonio do Pinhal
8 - Socorro
9 - São Pedro de Caldas

PRINCIPAIS DIREÇÕES ESTRUTURAIS

- Transamazônicas
- Uruçuanas
- Brasilianas

- Cidade
- Limite de Estado

Fig. 4 - MAPA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO DA REGIÃO NORDESTE DO ESTADO DE SÃO PAULO E SUL DE MINAS GERAIS (Segundo Fiori, Wernick e Bettencourt, 1978)

taclástica. Entretanto, em parte do Complexo, os embrechitos mostram-se, em maior ou menor grau, recristalizados e mesmo remobilizados, indicando terem sido submetidos a fenômenos térmicos pós-deformacionais que chegaram a desencadear fenômenos anatécticos. Ao Complexo de Silvianópolis foi atribuída idade arqueana. Rochas semelhantes ocorrem como núcleos ou intercalações tectônicas no Grupo Amparo e no Grupo Pinhal (Wernick, 1967, 1978 a, b; Ebert, 1968; Choudhuri et al., 1978; Artur et al., 1979; Wernick e Penalva, 1980).

B- Grupo Amparo

O Grupo Amparo (Ebert, 1968) ocorre no Bloco Jundiaí, situado ao norte dos falhamentos de Jundiuvira e Itu, assim como no Bloco Pinhal, localizado ao norte do falhamento de Jacutinga (Penalva e Wernick, 1973a). Para leste, sua área de exposição sofre um estreitamento local passando a constituir, entre Socorro e Ouro Fino, uma faixa situada entre os complexos granítico-migmatítico de Socorro e Pinhal, em relação aos quais exibe contatos eminentemente tectônicos, dados pelos falhamentos transcorrentes de Jacutinga e Inconfidentes.

Trata-se de uma unidade essencialmente metassedimentar cujo arcabouço litológico é representado por biotita e/ou hornblenda gnaisses com predominância generalizada de plagioclásio entre os feldspatos. Subordinadamente ocorrem gnaisses portadores de granada, diopsídio ou sillimanita. As rochas exibem estrutura listrada, fitada ou bandada e a textura é predominantemente granoblástica-cataclástica. É comum a ocorrência de gnaisses anatexíticos (metatexitos) e anatexitos que podem evoluir até diatexitos e granitos autóctones, heterogêneos. Neste arcabouço ocorrem intercalações freqüentes e extensas de gnaisses graníticos, gnaisses porfiroblásticos, quartzitos com diferentes estruturas e conteúdo mineralógico, e gonditos. Hornblenda gnaisses e anfibolitos, localmente freqüentes, exibem ampla variação na estrutura (maciça, xistosa, listrada), textura e composição. Ocorrem, ainda, corpos restritos de mármores e rochas calco-silicatadas. Metapelitos são representados por muscovita e biotita (± granada, ± sillimanita, ± cianita) xistos e gnaisses. Rochas ultrabásicas (dunitos, peridotitos, piroxenitos) ocorrem sob a

forma de sills e diques, com esporádicos leitos de cromititos e magnetitos. Relativamente comuns são rochas granulíticas e charnoquíticas, cujas maiores áreas de ocorrência estão assinaladas na Fig.4. São tanto para-quanto ortometamórficas, indicando,neste caso, resultarem de uma sequência magmática calco- alcalina diferenciada (Oliveira, 1973).

Entretanto, Fiori (1979) redefiniu o Grupo Amparo, retirando de sua litologia as rochas granulíticas, embrechíticas, gnaisses graníticos, certos gnaisses porfiroblásticos e alguns tipos de anatexitos, referindo-os ao embasamento desta unidade do Proterozóico Inferior. Tal redefinição confere-lhe um caráter essencialmente metassedimentar, representando uma solução para a controvérsia entre os Grupos Itapira e Amparo.

Apesar de não estar ainda refinada uma estratigrafia interna, Wernick (1978b) e Artur et al., (1979) reconheceram 10 associações litológicas com características distintas, todas passíveis de mapeamento. A litologia sugere um espesso pacote de sedimentos pré-metamórficos clasto-psamíticos a pelíticos e clasto-químicos, predominantemente impuros, com intercalações de tufos e restritos sedimentos químicos, ao lado de quantidades variáveis de corpos ígneos básicos e ultramáficos.

O padrão estrutural apresentado pelas rochas do Grupo Amparo é complexo, com evidências de redobramento e transposição. O metamorfismo é da fácies anfibolito, chegando a provocar fenômenos de anatexia com a formação de metatexitos diversos e localmente diatexitos. Em muitos casos,especialmente no Complexo de Silvianópolis, dada a íntima associação entre rochas do Grupo Amparo e as do seu embasamento, torna-se extremamente difícil a distinção entre os anatexitos formados a partir dos metassedimentos do Grupo Amparo e os resultantes da remobilização do seu substrato arqueano.

As rochas do Grupo Amparo também exibem sinais de polimetamorfismo, caracterizado pelo desenvolvimento de saussuritização dos plagioclásios, formação de clorita a partir de granadas e biotita, desenvolvimento marginal de biotita em anfibólios, etc., indicando a superposição de condições metamórficas mais brandas sobre paragéneses geradas sob condições mais

intensas. Descrições mais pormenorizadas da litologia do Grupo Amparo são devidas a Franco e Coutinho (1957), Gomes et al (1966), Wernick (1967, 1972a,b, 1977), Pires et al. (1970), Oliveira e Alves (1974, 1976), Oliveira (1973), Oliveira e Hyppolito (1973), Wernick e Artur (1974), Wernick et al. (1976a), Soares (1976), Choudhuri et al. (1977), Choudhuri e Fiori (1978) e Fiori (1979).

C. Grupo Pinhal

O Grupo Pinhal é representado, na área em foco, por dois grandes complexos granítico-migmatíticos: Pinhal e Socorro (Fig.4). O Complexo Pinhal situa-se ao norte da Faixa de Transcorrência de Jacutinga-Ipuiuna (Wernick e Penalva, 1973; Penalva e Wernick, 1973b; Ebert 1968; Rodrigues 1976), sendo encoberto a oeste pelos sedimentos da Sinéclise do Paraná; para leste estende-se até as proximidades da cidade de São João da Mata (MG). O seu limite norte estende-se além das cidades de Botelhos e São José do Rio Pardo. Sua área de ocorrência é da ordem de 7.000 km^2.

O Complexo de Socorro situa-se ao sul da Faixa de Transcorrência de Inconfidentes (Soares, 1976; Wernick, 1977), desde as proximidades da cidade de Socorro (SP), até a oeste da localidade de Brasópolis (MG). Para o sul estende-se além da cidade de Bragança Paulista, até as proximidades de Sapucaí Mirim e Campos do Jordão. Sua área de exposição, delimitada na Figura 4, é da ordem de 6.300 km^2.

Uma extensão ocidental do Complexo de Socorro constitui o Maciço de Morungaba, situado a 5 km deste complexo e com área aproximada de 330 km^2 (Wernick, 1972c). Expansões semelhantes, relacionadas ao Complexo Pinhal, ocorrem na sua porção N e NE, nas proximidades de São José do Rio Pardo (SP) e Machado (MG).

O Grupo Pinhal é uma unidade granítico-migmatítica, de idade brasiliana, resultante de profusa intrusão de granitóides, em rochas do Grupo Amparo, constituíndo grandes complexos. Os granitóides são de natureza variável, incluindo termos equigranulares, finos e grosseiros, rosados, cinzentos ou esbranquiçados, e rochas porfiróides, isotrópicas ou gnaissificadas.

Sua composição varia globalmente de granítica a quartzo-diorítica, incluindo termos sieníticos. Entre os termos equigranulares são comuns rochas com grandes cristais arredondados de quartzo, indicando origem subplutônica. Nas rochas porfiróides os megacristais são predominantemente de microclínio, ao lado de menores quantidades de oligoclásio. São de cor rosada, cinzenta ou esbranquiçada. Podem alcançar até 15 cm e são retangulares, ovalados ou irregulares. Estão inseridos numa matriz hipautomórfica granular média a grosseira, de composição quartzo-diorítica a granítica, incluindo termos leucocráticos a mesocráticos. A composição média global predominante das rochas é adamelítica. Descrições das rochas graníticas da região em foco são devidas à Wernick (1972 b,c), Wernick et al. (1976c) e Wernick e Penalva (1980). As intrusões são controladas por falhas e estruturas dobradas. Aos termos plutônicos e sub-plutônicos associam-se diques de granitos pórfiros, pegmatitos e quartzo, cujo alojamento é controlado por fraturas e falhas.

Os migmatitos são,na sua maioria, de cor rosa e com estrutura acamada, agmatítica, de "schollen" e "schlieren", nebulítica, homofânica, dobrada e oftalmítica. Em alguns casos é possível estabelecer-se um arranjo concêntrico dos migmatitos em torno das intrusões graníticas, com anel central de migmatitos homofânicos, nebulíticos ou de "schlieren", uma zona intermediária com migmatitos "schollen" a agmatíticos e um anel externo de migmatitos acamados. A espessura e a configuração de cada anel é variável de acordo com a natureza da rocha migmatizada, podendo mesmo faltar. Pela interferência de vários corpos graníticos com aurêolas de migmatitos resultam complicados complexos granítico-migmatíticos. A migmatização é acompanhada de processos metassomáticos mais ou menos intensos que afetam não só os diferentes tipos de migmatitos mas também as intercalações de rochas do Grupo Amparo, isentas de injeções de material granítico. O processo da blastese é controlado pela natureza das rochas e pelas estruturas locais e regionais.

Além dos trabalhos acima mencionados, descrições de algumas feições petrográficas e mineralógicas do Grupo Pinhal são devidas a Wernick (1972a), Wernick e Fernandes (1972), Wernick e Penalva (1974 a, 1978), Oliveira (1973), Oliveira e Alves (1974) e Gomes et al. (1976), bem como à elaboração de uma sínte

se do referido Grupo por Wernick e Penalva (1980).

D. Formações Eleutério e Pouso Alegre

Suas descrições, ainda incompletas, são devidas a Leonardos Jr. et al. (1971), Ebert (1974), Wernick e Penalva (1974b) e Rodrigues (1976). A Formação Eleutério ocorre sob a forma de uma estreita faixa com direção NE-ENE/SW-WSW, medindo cerca de 11 x 1 km, iniciando-se nas imediações de Eleutério e terminando na altura de Jacutinga (MG), cerca de 5 km a leste desta cidade. Seus limites, na porção ocidental, são predominantemente tectônicos, colocando-o em contato com o Bloco Pinhal através da falha de Jacutinga e, ao sul, em contato com o Grupo Amparo através da brecha dos Machados. A Formação Pouso Alegre, a noroeste da cidade mineira homônima, com espessura de 500 metros, acha-se embutida no Grupo Amparo através de contatos eminentemente tectônicos. Apenas em alguns lugares é observada nítida discordância angular em relação ao embasamento cristalino circundante.

Trata-se de seqüências metassedimentares anquimetamórficas a epimetamórficas, constituídas essencialmente por arenitos arcosianos e arcósios, localmente conglomeráticos e silicificados. Associam-se meta-argilitos e meta-margas com clivagem ardosiana, brechas e conglomerados. As brechas e conglomerados são tanto oligomíticos, com seixos e fragmentos de meta- argilitos ou quartzo em matriz arcosiana, como polimíticos, com seixos de muscovita quartzitos, gnaisses e quartzo em matriz meta-psamítica a meta-pelítica.

A litologia e as estruturas sedimentares sugerem uma sedimentação em ambiente com energia altamente variável,classificada por Leonardos Jr. et al.(1971) de deltáico, com estruturas de planícies de inundação, deltas propriamente dito e canais associados.

Os dados ora disponíveis indicam que a Formação Pouso Alegre é algo mais metamórfica que a Formação Eleutério.Em ambas as unidades as camadas são inclinadas desde 45º até verticais com direção em torno de N60E-S60W na Formação Eleutério e em torno de E-W na Formação Pouso Alegre.

Ebert (1971, 1974) sugeriu que a Formação Eleutério seria equivalente ao Grupo Itajaí e outros depósitos molassóides ligados ao Ciclo Brasiliano. Tal interpretação foi confirmada por recentes dados geocronológicos obtidos para calco- xistos (meta-margas) da Formação Pouso Alegre (Hama e Cunha, 1977). Entretanto, os dados de campo não puderam confirmar a hipótese de Ebert (1971) de que a formação Eleutério, depositada em bacia tectônica, pudesse ser correlacionada com as camadas basais do Grupo Bambuí.

E. Maciço Alcalino de Poços de Caldas

O Maciço Alcalino de Poços de Caldas corresponde a uma ampla cratera ovalada (35 x 30 km) composta por uma associação variada de rochas alcalinas plutônicas, hipo-abissais,efusivas e piroclásticas. Nas suas imediações (e.g. arredores de Águas da Prata e Pocinho do Rio Verde) e no seu interior (e.g.na Cachoeira Véu de Noiva) ocorrem intercalações de sedimentos referíveis ao Grupo Tubarão. O maciço referido ao Terciário Inferior corta o maciço sienítico de Pedra Branca que aflora junto à sua borda SE e que é referido ao Ciclo Brasiliano (Winters e Ebert, 1978). O mapeamento e a descrição petrográfica deste complexo, são devidas principalmente a Ellert (1959), Ellert et al. (1959) e Ulbrich et al. (1977).

- Rochas Sedimentares da Bacia do Paraná

As rochas sedimentares correspondem à borda nordeste da Bacia do Paraná em contato com o Embasamento Cristalino, e pertencentes ao Grupo Tubarão.

A estratigrafia do Grupo Tubarão tem sido objeto de diversas pesquisas e constitui um problema de difícil solução. A subdivisão inicial em Formações Itararé e Tatuí, para o Estado de São Paulo, como glacial e pós-glacial respectivamente, é a mais aceita (Washlurne, 1930; Mendes, 1962; Petri, 1964; Rocha Campos, 1967; Soares, 1972; Landim, 1973). Os trabalhos mais importantes na divisão estratigráfica do Tubarão do Estado de São Paulo foram os de Barbosa e Almeida (1949) e Almeida e Barbosa (1953), nos quais o pacote de sedimentos com contribuição gla

cial é subdividido nas formações: Itu, Capivari, Gramadinho e Tietê, posteriormente acrescidas da Formação Elias Fausto (Barbosa e Gomes, 1958); e à seqüência pós-glacial foi dado o nome da Formação Itapetininga. Esta estratigrafia pode ser resumida da seguinte forma:

Formação Itu	- Arenitos grosseiros a finos, conglomeráticos; varvitos, folhelhos e siltitos, diamictitos próximo a base.
Formação Elias Fausto	- Tilitos, arenitos.
Formação Capivari	- Arenitos e siltitos, intercalações de folhelhos; conglomerados locais e seixos pingados.
Formação Gramadinho	- Dois conjuntos de tilitos, separados por arenitos, folhelhos e varvitos; seixos pingados.
Formação Tietê	- Arenitos grosseiros a finos, siltitos e folhelhos, localmente conglomeráticos; lentes de calcário e camadas de carvão; diamictitos próximo ao tôpo.
Formação Itapetininga	- Membro Tatuí: arenitos finos e siltitos micáceos; silex de cor verde. Membro Tupi: arenitos e siltitos argilosos, com freqüente estratificação cruzada; seixos e blocos; cor vermelho chocolate.

O valor dessa divisão está no fato de haver caracterizado distintos pacotes e lhes haver atribuído nomes; mas a inexistência de continuidade lateral de alguns pacotes e a ausência de limites definidos entre um e outro, para merecer a designação de formações, constitui seu aspecto negativo. A falta de camadas guias, a densidade e a variabilidade de litologias que permitam estabelecer a equivalência dos corpos litológicos aflorantes em pontos distintos, põe em dúvida a classificação desses autores.

Os aspectos estratigráficos regionais da bacia foram revistos recentemente por Soares e Landim (1973) e Soares et al. (1977), à luz dos mapeamentos sistemáticos realizados no Esta

do de São Paulo (Andrade e Soares, 1971; Soares et al.,1973;Soares 1974). A grande diversidade litológica e a ausência de camadas guias que dificultam extremamente sua divisão em formações mapeáveis, levaram esses autores a considerar a divisão do Grupo Tubarão, no Estado de São Paulo, em Formação Tatuí (atribuído ao Permiano médio por Soares, 1972) e Subgrupo Itararé (de idade Carbonífera superior; Petri, 1964); ou Permiana segundo Rocha Campos (1969), Amaral e Rocha Campos (1969). Por outro lado, notaram uma maior freqüência de corpos arenosos na metade inferior e nos últimos 100 - 200 metros do Subgrupo Itararé (Este representa um pacote com aproximadamente 1000 m de espessura), que permitiu, com base na porcentagem de arenitos, subdividí-lo em tres pacotes. Assim, o "pacote inferior" corresponderia aproximadamente à Formação Itu, com folhelhos rítmicos e ritmitos, subsidiariamente diamictitos, conglomerados e arenitos conglomeráticos na parte inferior, e arenitos texturalmente imaturos ou estratificados, com teor de matriz muito variável, grãos brilhantes e angulosos, intercalando corpos de diamictitos, na parte superior. O "pacote médio", corresponderia às Formações Elias Fausto, Capivari e Gramadinho, caracterizado pela predominância de siltitos, ritmitos e diamictitos. O "pacote superior" à Formação Tietê, sendo constituído essencialmente de arenitos grosseiros e conglomerados, ocorrendo também diamictitos, etc. Todavia, os referidos autores ressaltam que todas essas litologias ocorrem em todos os pacotes e nisso reside a dificuldade de, diante de um ou dois afloramentos, dizer em que nível do Itararé se estaria. Portanto a designação de "formação" a esses pacotes deve aguardar trabalhos de mapeamentos, em áreas maiores, que esclareçam melhor os contatos entre uma e outra unidade.

III. ESBOÇO GEOMORFOLÓGICO

Com exceção de uma estreita faixa de rochas sedimentares da Bacia do Paraná no limite ocidental, correspondendo a Depressão Periférica, a área abordada situa-se na zona Cristalina do Norte, segundo a classificação de Almeida (1964).Nesta última, podem ainda ser distinguidas as superfícies erosivas Itaguá e Japi.

A Superfície Itaguá, amplamente predominante na área estudada, que se inicia a W da linha da Serra Águas Claras-Serra dos Coutos, mergulha suavemente (cerca de 25m/Km) por baixo das rochas sedimentares da Bacia do Paraná, sendo continuamente exumada pela remoção da cobertura sedimentar permo-carbonífera.

A Superfície Japi ou das Cristas Médias, estaria representada por uma pequena faixa a partir da Serra das Águas Claras na porção SE, que contorna o limite oriental da área até seu retorno na Serra dos Coutos, acompanhando aproximadamente o limite dos Estados de São Paulo e Minas Gerais até a nascente do Rio Eleutério, prolongando-se além da área.

A área correspondente à Bacia do Paraná, constituída, na porção focalizada, por sedimentos glaciais, caracteriza-se por um relêvo plano ou ligeiramente ondulado, com vales amplos e rasos e uma drenagem pouco densa, irregular, e que não reflete a estrutura infra-sedimentar. Devido à pequena espessura das rochas sedimentares, a maioria dos leitos dos cursos d'água situam-se em rochas cristalinas. Também pela remoção de sua cobertura, as rochas cristalinas afloram nas partes topográficas mais altas, circundadas pelas sedimentares. Como incremento do processo erosivo, as rochas cristalinas vão sendo sucessivamente exumadas ficando as rochas sedimentares limitadas à áreas deprimidas. Estes restos de sedimentos podem, pela regressão contínua da orla da Bacia do Paraná, afastar-se da mesma por longos trechos. Assim Martin et al. (1959), descreveram a ocorrência de restos de depósitos fluvio-glaciais, afastados em mais de 30 km do limite atual da Bacia do Paraná.

O relêvo suavemente ondulado que caracteriza a área das rochas sedimentares permo-carboníferas, estende-se também por uma larga faixa no terreno gnáissico circunvizinho, resul

tando em vales amplos e poucos profundos, com espessa cobertura de regolitos, dificultando o estudo da geologia local.

Apenas com o aumento das cotas, que se dá de modo geral de oeste para leste, é que o substrato cristalino começa a refletir-se nitidamente na geomorfologia, ao mesmo tempo que a drenagem se torna mais densa e sofre um pronunciado controle estrutural, quer pela gnaissificação e juntas quer por fenômenos tectônicos mais recentes. Assim, na faixa oeste da área, as altitudes variam de 600m, no Vale do Rio Mogi-Guaçu, a cerca de 700m, na altura da Fazenda Calunga, mais ao sul, com as maiores elevações à leste ostentadas pelas Serras dos Coutos e do Malheiro com altitudes máximas de 1.000m e a Serra do Matão com 1.200m.

A configuração geral da topografia, a amplitude do relêvo e a altitude a que se elevam os morros são determinados pela natureza litológica e pela situação relativa das superfícies de aplainamento Itaguá e Japi, aliadas às deformações que elas sofreram. Os altos topográficos da região são representados principalmente pelos leitos mais ou menos possantes de rochas quartzíticas, que ocorrem intercalados com as rochas gnáissicas e, subordinamente, pelos gnaisses porfiroblásticos e migmatíticos como a nordeste e sul do Bairro da Ponte Nova.

Em termos gerais, o relêvo exibe um nítido escalonamento positivo em forma de meia lua, segundo um eixo central na área no sentido de SSW para NNE, caracterizando movimentos tectônicos atuais que estariam afetando diretamente os blocos pela reativação das antigas falhas com orientação aproximada NNW-SSE. Este fato encontra apoio em Soares e Landim (1975), onde concluíram que toda a região nordeste do Estado de São Paulo e sul de Minas Gerais está submetida a altas taxas de soerguimento com conseqüente basculamento dos blocos para norte.

Considerando-se a pequena dimensão da área focalizada, a orientação exibida pelas elevações é bastante variável. Na faixa oeste, embora de pequena expressão topográfica, as elevações apresentam disposição geral N-S. Já nas partes nordeste e leste da área, as saliências topográficas, inicialmente com orientação geral NNW, infletem para N e finalmente para NE à medida que se caminha para a faixa milonítico-cataclástica de Jacutinga ao norte da área. Esta variação na orientação das elevações é nitidamente devida à rotação de blocos tectônicos ao longo dos pla-

nos das principais falhas geológicas que retalham a região. Ainda a leste da cidade de Itapira, destaca-se na topografia o "nariz" da Estrutura Sinformal de Itapira, com seu traço axial aproximadamente N40E e vergência para SW, modelado pela presença de possantes camadas de rochas quartzíticas.

A rede de drenagem na região dos metamorfitos apresenta um forte condicionamento estrutural. Na área, ela é representada por dois rios principais: o Rio do Peixe e o Eleutério, com sentido geral de escoamento NW, sendo ambos afluentes da margem esquerda do Rio Mogi-Guaçu. O Rio do Peixe, com um curso caracterizado por certa variabilidade na sua orientação, encontra-se ora controlado pelas linhas de falhas com disposição NW-SE, ora pelas linhas de falhas NE-SW. Apresenta vale profundo e bem encaixado com algumas corredeiras, faltando depósitos aluvionares de monta até a altura da Fazenda São Jerônimo, a partir de onde passa a exibir vale chato e amplo, de natureza meândrica e com considerável quantidade de depósito aluvial. Entre os afluentes de sua margem esquerda destaca-se o Ribeirão da Penha, que percorre a parte sul da área, com seu curso controlado basicamente pela foliação metamórfica aproximadamente N-S, passando a apresentar um trajeto mais irregular de leste da cidade de Itapira até sua desembocadura, onde é controlado essencialmente por linhas de falhas. Outros afluentes menos expressivos, da margem esquerda de oeste para leste: os Córregos da Fazenda Velha, da Água Choca, dos Morais e, pela margem direita, os Córregos do Barreiro, Olegário, do Recreio, dos Coutos, das Águas Quentes e do Barracão. A densidade da drenagem ao sul do Rio do Peixe é pouco densa, irregular e, com exceção do Córrego da Água Choca, não reflete um controle estrutural pronunciado, resultando no conjunto um padrão de natureza mais dendrítica. Por outro lado, na parte norte a densidade da drenagem é alta, com forte condicionamento estrutural, padrão caracteristicamente retangular, com vales profundamente encaixados em forma de V fechado e apresentando freqüentemente corredeiras e pequenas cachoeiras como resultado do maior declive dos blocos.

O Rio Eleutério que nasce ao norte das Serras do Malheiro e dos Coutos na parte nordeste da área, apresenta seu curso controlado basicamente pelas linhas de falhas com orientação NW-SE até a altura do Vilarejo de Sapucaí, onde sofre uma in

flexão para W, mantendo esta orientação até deixar a área ao norte, apresentando neste trecho um curso perpendicular às estruturas e só localmente paralelo. Os seus principais afluentes de primeira ordem correm sempre concordantes com a orientação nordeste das estruturas. Estes afluentes se constituem em grandes calhas entre as serras, na porção norte da área, também alinhadas na direção nordeste. Os afluentes de segunda ordem da drenagem principal, são perpendiculares à orientação nordeste de seus coletores e são os responsáveis pelos intensos ravinamentos que rompem as encostas dos morros,produzindo no conjunto um padrão retangular muito nítido, que foi imposto pela estrutura.

Com relação aos depósitos sedimentares cenozóicos, chamou-nos a atenção, o fato de, quando presentes, estando sempre situados no lado sul dos vales com disposição geral E-W. Neste sentido foi possível notar uma nítida relação entre estes depósitos e a forma topográfica das encostas. Assim as encostas do lado sul dos vales exibem predominantemente terraços com inclinações suaves, favorecendo a preservação dos referidos depósitos, enquanto que do lado norte são íngremes, abruptos, normalmente nuas e com extensas exposições de rocha sã. Este fato vem confirmar, uma vez mais, as evidências de que movimentos tectônicos atuais estariam afetando diferencialmente os blocos pela reativação das falhas antigas, provocando adernamento para N ou NE, responsável pela epirogênese positiva que a região vem experimentando desde o Terciário. Segundo o Professor Dr. J.M.V.Coutinho (informação verbal), esta relação dos depósitos cenozóicos com as encostas situadas a sul dos vales, é uma constância em escala regional,sendo observadas em toda a região norte e leste do Estado de São Paulo e sul de Minas Gerais.

A ocorrência de planícies aluvionares, são relativamente expressivas na parte centro-oeste da área. As principais situam-se ao longo de boa parte do Rio do Peixe e ao longo de toda extensão do Ribeirão da Penha (conforme mapa litológico-estrutural anexo), que podem localmente atingir até 1,5 km de largura. Caracterizam-se, estas ocorrências, por faixas extremamente planas, cobertas por vegetação de pequeno porte, com rios meandrantes e de tonalidades cinza escuro em fotografias aéreas. São constituídas por sedimentos recentes, assentados sobre o embasamento cristalino normalmente através de fina camada de seixos.

IV. DESCRIÇÃO DAS LITOLOGIAS

Os principais aspectos geológicos da área abordada, estão expressos no mapa litológico-estrutural anexo, na escala 1:50.000. Não se acham representadas as esparsas ocorrências dos sedimentos neo-cenozóicos da Formação Rio Claro, que aparecem geralmente capeando os interflúvios.

De imediato ressaltam algumas áreas que constituem compartimentos litológicos estruturais perfeitamente caracterizados, ou seja, áreas correspondentes à ocorrência das rochas referíveis à Bacia do Paraná, à dos granitóides e à dos metamorfitos, sendo estes últimos amplamente dominantes em extensão. Além da existência de depósitos recentes que ocorrem associados aos principais vales.

IV.1. Rochas Sedimentares

Na região de Itapira, as rochas sedimentares da Bacia do Paraná acham-se pouco desenvolvidas e suas ocorrências localizam-se na parte SW e W da área estudada. São representadas por argilitos, siltitos e arenitos grosseiros a finos, localmente conglomeráticos. Estes podem ser observados na antiga estrada que liga Itapira a Mogi-Mirim, logo depois do contato com o cristalino. Segundo Soares et al. (1977), estas rochas devem ser referidas ao Subgrupo Itararé (do Grupo Tubarão), de idade Permo-Carbonífera. Os raros afloramentos exibem mergulhos sub- horizontais, preferencialmente para oeste, apresentando-se pouco perturbados.

Estas rochas representam, na área em foco, uma delgada capa assentada sobre o embasamento cristalino. Isto pode ser constatado pelo fato da maioria dos leitos dos cursos d'água situaram-se em rochas cristalinas, e pela remoção da cobertura sedimentar afloram,nos lugares mais altos, rochas cristalinas circundadas por rochas sedimentares.

Ao lado dos sedimentos permo-carboníferos ocorrem também, nas proximidades de Itapira, sedimentos neo-cenozóicos,referíveis à Formação Rio Claro (Bjornberg e Landim, 1966a) capeando geralmente os interflúvios. Dada a sua pequena expressão geográfica, estas rochas sedimentares não foram assinaladas na carta geológica.

Os sedimentos recentes ocorrem principalmente em extensas e alongadas planícies aluviais, acompanhando os principais cursos d'água da região em foco, e depósitos de encostas; estes últimos não foram mapeados.

Uma sucinta descrição destes tipos litológicos é apresentada logo a seguir, no capítulo V.

IV.2. Granitóides Cataclasados

Na área focalizada, estas rochas encontram-se restritas a uma única ocorrência na porção oeste, extendendo-se além dos limites N e W do mapa. Seu contato leste com as rochas metamórficas é essencialmente tectônico e a sudoeste encontram-se encobertas pelas rochas sedimentares da Bacia do Paraná.

A denominação de rochas granitóides cataclasados é devida ao seu pronunciado estado cataclástico que mascara a natureza granular tão característica para os granitos.

Aparentemente correspondem às rochas granitóides do Grupo Pinhal descritas por Wernick (1972b,c) e Wernick e Penalva (1980), de idade Brasiliana, e também freqüentemente encontradas na faixa milonítico-cataclástica de Jacutinga. Apesar do aspecto fortemente cataclástico, não foram enquadradas na referida faixa milonítico-cataclástica pelo fato de estarem deslocadas para sul em relação a mesma, e por constituirem um corpo relativamente homogêneo, com rochas essencialmente quartzo-feldspáticas de granulação média a grossa, revelando ainda sua natureza granitóide.

IV.3. Rochas Metamórficas

As rochas metamórficas, que foram o objetivo principal de nossos trabalhos, são as amplamente predominantes na área estudada. Os trabalhos de mapeamento, na região dos metamorfitos, permitiram a individualização das seguintes unidades ou associações litológicas:

1. Cataclasitos e milonitos

Estas rochas são freqüentes ao longo das inúmeras falhas que retalham praticamente toda a região. Apresentam espes

suras extremamente variáveis, desde submétricas, a maioria, até algumas dezenas de metros. Entretanto, podem atingir áreas consideráveis, como é o caso da faixa com disposição geral NE-SW, situada a noroeste da área, onde constitui parte do sistema de falhamento de Jacutinga, cuja espessura local atinge cerca de 3 km. Estas rochas cataclásticas e minolíticas são representadas por litologias regionais que sofreram intenso metamorfismo dinâmico, resultando num maior ou menor grau de fraturamento e moagem. As falhas que afetaram tanto os granitóides do Grupo Pinhal como as demais litologias são referíveis à fase final do Ciclo Brasiliano (Rodrigues, 1976; Wernick et al., 1976b).

No mapa litológico-estrutural anexo, estão representadas, como unidades individuais, apenas a faixa correspondente à zona de falhamento de Jacutinga à NW da área e uma menos expressiva ao norte da Usina Nossa Senhora Aparecida, com orientação NNE-SSW.

2. Rochas metamórficas de baixo grau

Correspondem a uma seqüência metassedimentar anqüimetamórfica, referível à Formação Eleutério de Ebert (1971) que ocupa, na área investigada, uma faixa de aproximadamente 5 x 1 km. Está embutida tectonicamente entre as rochas milonitizadas da falha de Jacutinga, ao norte, e as rochas metamórficas de grau muito mais elevado, ao sul.

3. Rochas metamórficas de médio a alto grau

Dentro das rochas metamórficas de médio a alto grau, foram passíveis de caracterização as seguintes associações litológicas:

Associação Litológica - A

(Biotita e/ou hornblenda gnaisses e biotita xistos com intercalações de anfibolitos e gonditos - BH_9A)

Essa associação litológica ocorre em compartimentos com distribuição mais ou menos alinhados que corresponde aproximadamente a uma faixa central, abrangendo quase toda a ex-

tensão da área, com disposição geral NE-SW. Trata-se de uma unidade bastante homogênea, tendo como principais representantes o biotita e o hornblenda gnaisses, que ocorrem em quantidades aproximadamente equivalentes ao sul, e predominando ligeiramente o biotita gnaisse ao norte da área. O biotita xisto, embora sempre presente constituindo camadas, leitos ou bandas com espessuras métricas e submétricas, é pouco expressivo em relação às duas outras litologias. Os contatos entre as rochas acima referidas são essencialmente transicionais.

As intercalações anfibolíticas são de dimensões muito variáveis, desde pouco decímetros a algumas dezenas de metros de largura, e estendem-se por até várias centenas de metros. São geralmente concordantes ou levemente discordantes com os gnaisses, com os quais exibem contatos bruscos. A concentração dos anfibolitos, nesta unidade, é muito variável. Assim, são bastante freqüentes no compartimento situado ao sul da área, tornando-se cada vez mais raros a medida que caminharmos para os compartimentos localizados mais ao norte. Quanto aos gonditos, apresentam sua maior concentração exatamente nesta unidade, onde constituem corpos lenticulares de dimensões centimétricas e mais raramente submétricas, associados a fácies gnáissicas mais quartzosas. Estão basicamente limitados ao terço sul deste conjunto.

Esta associação litológica apresenta-se, de modo geral, como uma das mais intensamente afetadas pelos agentes intempéricos, com espesso manto de regolito.

Associação Litológica - B

(Biotita e/ou hornblenda gnaisses com intercalações de quartzitos variados, biotita xistos, anfibolitos, biotita gnaisses porfiroblásticos, gnaisses graníticos e raros gonditos - BHgP)

Dentre as várias associações, esta é, sem dúvida, a que apresenta maior variedade litológica. Ocorre constituindo grosseiramente duas faixas irregulares com disposição geral NE-SW bordejando praticamente toda a associação litológica anterior. Embora seu arcabouço rochoso seja representado por uma as-

sociação íntima entre o biotita e o hornblenda gnaisse, com contatos eminentemente transicionais, no conjunto, o primeiro predomina largamente sobre o segundo.

Entre as intercalações, as de quartzitos variados com espessuras que vão desde decimétricas a várias dezenas de metros, são os mais freqüentes, estando presentes em toda a unidade. Contudo, sua concentração diminui gradativamente de noroeste para sudeste. Já os gonditos são um tanto raros, estando limitados na porção centro-sul constituíndo diminutos corpos lenticulares associados principalmente aos leitos quartzíticos.

As intercalações de anfibolitos apresentam basicamente as mesmas características descritas na associação litológica anterior. Sua freqüência parece diminuir tanto para norte quanto para oeste. Por outro lado, os biotita gnaisses porfiroblásticos e os gnaisses graníticos apresentam distribuição mais ou menos homogênea por toda a unidade, com espessuras máximas de poucas dezenas de metros.

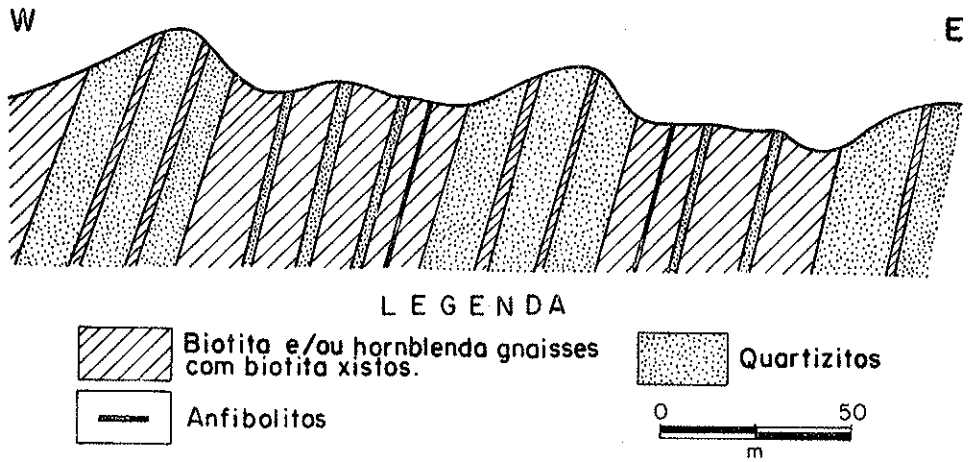
Os contatos das intercalações com as rochas que constituem o arcabouço são essencialmente gradacionais, exceto nos biotita gnaisses porfiroblásticos e nos anfibolitos, que são normalmente abruptos mas concordantes com as mesmas.

Associação Litológica - C

(Quartzitos variados associados com biotita e/ou hornblenda gnaisses, biotita xistos, anfibolitos e gonditos - Q)

Ocorre constituíndo tanto faixas contínuas, como na parte NW da área, quanto corpos alongados de dimensões variáveis, na maioria das vezes ondulados ou dobrados. A leste de Itapira ocorre um espesso pacote arqueado representando o "nariz" de um grande sinforme. Esta associação pode apresentar-se tanto de forma isolada, como as ocorrências a NW da área e no "nariz" do referido sinforme, quanto englobada por outras associações litológicas, refletindo possíveis variações faciológicas do material pré-metamórfico. Como pode ser notado na carta geológica, esta unidade decresce em dimensão e freqüência de oeste para leste.

É composta por intercalações de quartzitos com biotita e hornblenda gnaisses, contendo leitos ou lentes de biotita xistos, gonditos e anfibolitos. Embora os quartzitos tenham sido realçados na associação litológica, os gnaisses o superam em quantidades. Pudemos notar, em várias secções perpendiculares às estruturas das rochas, um comportamento bastante homogêneo com relação à distribuição destas litologias dentro da associação, revelando, de forma mais ou menos constante, uma certa ritmicidade. Assim, em uma secção realizada imediatamente ao sul de Itapira, esta associação litológica mostra esquematicamente a seguinte distribuição:



Nestas intercalações, que persistem em toda a secção, ora predominam os quartzitos com leitos delgados de gnaisses ou biotita xistos, ora os gnaisses com biotita xistos, anfibolitos e leitos delgados de quartzitos. A ritmicidade parece ser uma constante para todos os corpos desta associação, variando, no entanto, as espessuras que podem atingir no máximo uma centena de metros.

A maior concentração de anfibolitos ocorre no pacote situado junto à sinclinal, a leste de Itapira, sendo relativamente raros nos demais. O biotita xisto apresenta-se pouco desenvolvido em toda a unidade.

Os gonditos, sob forma de diminutas lentes, são relativamente freqüentes nos corpos da associação litológica localizada na metade inferior da área, principalmente a oeste.

Associação Litológica - D

(Biotita gnaisses com intercalações freqüentes de quartzitos variados,biotita xistos e gonditos - BgQ)

Corresponde a uma faixa com disposição N-S, na parte oeste da área. Grande parte está em contato com as rochas sedimentares da Bacia do Paraná. É representada basicamente pelo biotita gnaisse com a presença freqüente de camadas, leitos ou lentes de quartzitos puros e impuros distribuídos heterogeneamente por toda a unidade. Os biotita xistos, embora freqüentes, formam leitos de espessuras reduzidas e são pouco expressivos. Os gonditos são comuns a NW de Itapira, quase sempre constituindo minúsculos leitos associados aos quartzitos.

Associação Litológica - E

(Biotita gnaisses com intercalações de anfibolitos e biotita xistos - BgX)

Está restrita à extremidade NE da área. É constituída essencialmente por biotita gnaisses com concentrações, em vários locais, de intercalações de biotita xistos localmente enriquecidos em hornblenda. Estas concentrações representam vários leitos, mais ou menos contínuos, com espessuras desde submétricas até uma ou duas dezenas de metros, separados concordantemente pelos biotita gnaisses com os quais exibem contatos tanto gradacionais quanto abruptos.

Os anfibolitos tem relativa freqüência na parte leste da unidade, constituindo dimensões reduzidas e só muito raramente, como a SE da Fazenda do Bom Café, podem chegar a uma dezena de metros de espessura. São concordantes ou levemente discordantes com o biotita gnaisse, apresentando, com estes, contatos abruptos.

Associação Litológica - F

(Gnaisses pegmatíticos)

Trata-se do gnaisse regional com granulação mais grossa que o normal, apresentando faixas contínuas ou descontínuas, bolsões ovalados, nódulos e concreções constituídas pela

concentração principalmente de feldspatos e quartzo de granulação grossa. Estas concentrações conferem uma textura pegmatítica às rochas. Distribuem-se irregularmente acompanhando a foliação geral das rochas gnáissicas regionais, com as quais exibem contatos normalmente difusos pela gradual redução no tamanho dos grãos.

Suas principais ocorrências situam-se nos arredores da Fazenda Fortaleza, a E da área, e na margem esquerda do Rio do Peixe, a NE da Fazenda São Jerônimo, estando alojados nas associações litológicas (B) e (L).

Associação Litológica - G

(Biotita ± granada xistos - BX)

Estas rochas foram passíveis de serem mapeadas nas partes E e SE da área. Constituem corpos aparentemente homogêneos, que se encontram profundamente afetados pelos agentes intempéricos, desenvolvendo espessos mantos de regolito, dificultando sobremaneira seu detalhamento. O corpo localizado a NE da Fazenda São Luiz é portador de granadas que podem atingir até 1 cm de diâmetro.

Associação Litológica - H

(Hornblenda gnaisses e anfibolitos - HgA)

Esta associação litológica está restrita a duas ocorrências na rodovia Itapira-Lindóia, próximo à margem esquerda do Rio do Peixe, e uma menor, ao sul da mesma rodovia, na margem esquerda do Ribeirão da Penha. De um modo geral o hornblenda gnaisse, que é a litologia predominante, gradaciona para corpos anfibolíticos de estrutura xistosa a compacta. Na ocorrência cortada pela rodovia, o corpo anfibolítico atinge cerca de 100 m de espessura e se dispõe concordantemente às estruturas do hornblenda gnaisse envolvente. Nas duas outras ocorrências, os anfibolitos constituem lentes ou camadas concordantes ou levemente discordantes.

Associação Litológica - I

(Gonditos - G)

Os gonditos apresentam alguns horizontes individualizados a SE de Itapira, embutidos em biotita gnaisses, e a NW da mesma cidade, encaixados em muscovita quartzitos e biotita gnaisses. Estes corpos são geralmente constituídos por vários horizontes ou camadas, chegando alguns deles a atingir até 50 m de espessura, intercalados com suas rochas encaixantes. Os contatos entre os horizontes de gonditos e as rochas encaixantes são predominantemente gradacionais.

Associação Litológica - J

(Mármores calcíticos com intercalações de biotita xistos - CC)

Encontra-se restrita a duas ocorrências: uma na Fazenda da Fortaleza, a mais expressiva, e a outra na divisa dos Estados de São Paulo e Minas Gerais, ambas a E da área. Os mármores apresentam-se alternados com leitos métricos de biotita xistos, com os quais exibem contatos abruptos.

Associação Litológica - K

(Meta-hornblenditos e meta-ultramafitos - HU)

Esta associação litológica está representada por concentrações de corpos de meta-hornblenditos e meta- ultramafitos embutidos nos gnaisses. Constituem corpos tanto concordantes como discordantes, geralmente tabulares, com dimensões muito variáveis, desde poucos decímetros até algumas dezenas de metros de espessura e podendo estender-se por mais de uma centena de metros. Apresentam contatos bruscos em relação aos gnaisses regionais.

Os meta-hornblenditos são muito mais freqüentes. As maiores concentrações de meta-ultramafitos ocorrem a W da Fazenda da Cristália.

Associação Litológica - L

(Biotita gnaisses e gnaisses graníticos - BgG)

Trata-se de uma associação bastante homogêneo localizada a SE da área. Embora as duas litologias ocorram associadas, os gnaisses graníticos são mais comuns ao longo da faixa situada mais a oeste. O biotita gnaisse, normalmente mais pobre em máficos que o normal, ainda é a litologia predominante, exibindo, com o anterior, contatos predominantemente transicionais e poucas vezes abruptos, mas sempre concordantes entre si.

Associação Litológica - M

(Gnaisses graníticos com intercalações de biotita e/ou hornblenda gnaisses - GG)

Está representada por duas ocorrências situadas a NW e NE da área, compostas essencialmente pelos gnaisses graníticos com aleatórias intercalações de biotita e hornblenda gnaisses exibindo poucas dezenas de metros de espessura. Os contatos entre estas litologias são tanto gradacionais quanto abruptos.

Associação Litológica - N

(Biotita e/ou hornblenda gnaisses anatexíticos e migmatíticos - AM)

Apresenta um corpo com forma ligeiramente ovalada, na extremidade SE da área. É constituído pelos biotita e hornblenda gnaisses regionais que, pelo início e aumento de mobilização dos leitos claros, passam progressivamente a gnaisses anatexíticos, constituídos de leucossoma quartzo-feldspático e melanossoma rico em biotita e hornblenda. O processo é acompanhado pelo desenvolvimento de estruturas migmatíticas. Ainda nas partes central e sul do referido corpo, estes biotita e hornblenda gnaisses anatexíticos apresentam núcleos que sofreram infiltração de material granítico mais novo, caracterizando a migmatização.

Associação Litológica - O

(Biotita e/ou hornblenda gnaisses porfiroblásticos com intercalações de gnaisses não porfiroblásticos - BgP)

Representa áreas de maior concentração de biotita e hornblenda gnaisses porfiroblásticos, cujas principais ocorrências situam-se na parte leste da área estudada. Associados a estes, ocorrem intercalações de biotita e hornblenda gnaisses, além de gnaisses graníticos, isentos de megacristais. A predominância entre um e outro tipo é de difícil determinação, devido principalmente ao intemperismo pronunciado e à configuração muito acidentada do relevo, o que tornam estes locais de difícil acesso. Contudo, ainda parecem predominar os gnaisses desprovidos de megacristais. A passagem dos gnaisses porfiroblásticos para os não porfiroblásticos se dá normalmente de forma abrupta e, em poucos casos, se processa por uma redução na sua intensidade até o desaparecimento total.

Os contatos entre as diversas associações litológicas supra descritas podem ser tectônicos, gradacionais e, mais raramente, abruptos. Os primeiros são predominantes principalmente no terço norte da área a medida que se aproxima da zona de falhamento transcorrente de Jacutinga.

As associações litológicas de "A" até "K" são aqui consideradas como sendo totalmente referíveis ao Grupo Amparo, por serem constituídas de seqüências nitidamente meta-sedimentares ao lado de quantidades variáveis de corpos meta-ígneos básicos e ultramáficos associados, conforme descritas por Wernick (1967, 1972c, 1978a,b), Fiori (1979) e Fiori et al. (1978,1980).

As associações litológicas de "L até O", que predominam na parte SE da área mapeada, foram referidas, tentativamente, ao Embasamento do Grupo Amparo. A atribuição destas litologias ao Arqueano baseou-se principalmente nas seguintes evidências: ausência de seqüências nitidamente reconhecíveis como sendo meta-sedimentares; deformações mais complexas, com as rochas exibindo freqüentemente texturas do tipo "fluidal", e pelo suporte geocronológico (capítulo VII). Estas considerações coadunam-se com as descritas por Fiori (1979) e Fiori et al. (1979,1980).

Na associação litológica "N" afloram núcleos migma

títicos de idade brasiliana (capítulo VII) enquadráveis no Grupo Pinhal.

O padrão estrutural destas associações é complexo, com evidências de dobramentos, redobramentos e transposições. As direções estruturais, como podem ser observados no mapa litológico-estrutural anexo, apresentam a oeste de Itapira, direções predominantemente N-S e,a leste da mesma, uma estrutura sinclinal com disposição geral NE-SW. A leste da área, as direções estruturais evidenciam tendências para N-NW, flexionando gradativamente para N e posteriormente NE a medida que se caminha para norte,refletindo a disposição geral apresentada pelos grandes alinhamentos tectônicos da faixa de transcorrência de Jacutinga. A gnaissificação apresenta mergulhos acentuados, quase sempre superiores a 45º, principalmente para W e NW, com variações para SW.

Em capítulos subseqüentes serão tratadas mais detalhadamente as características petrográficas e estruturais da área mapeada, tendo sido dada especial atenção aos metamorfitos.

V. PETROGRAFIA

V.1. Rochas Sedimentares

As rochas sedimentares da região abordada concentram-se principalmente na sua parte SW e W, e os sedimentos inconsolidados ao longo dos principais cursos d'água. Estão presentes tanto rochas permo-carboníferas quanto neo-cenozóicas, caracterizando-se as pós-permianas por seu estado mais ou menos inconsolidado.

V.1.1. Rochas sedimentares do Grupo Tubarão (permo-carboníferas)

Ocupam uma faixa a SW e W da área mapeada, e constituem, no campo, afloramentos tênues de argilitos, siltitos e arenitos localmente conglomeráticos, aparentemente cinza claro, porém, com predominância das cores amareladas e avermelhadas resultantes do intemperismo. Os arenitos, constituem a litologia predominante, sendo de granulação média a fina, geralmente friáveis, predominando os tipos de regular seleção. Localmente são levemente conglomeráticos, resultando num aspecto mais grosseiro. Tanto os conglomeráticos quanto aos demais arenitos são quartzosos, com grãos subangulares a angulares, constituídos por matriz argilosa e exibindo, de modo geral, discreta estratificação plano- paralela. Os argilitos e siltitos foram encontrados ao sul da Fazenda Calunga, situada na parte SW da área. Ocorrem intercalados nos arenitos na forma de delgadas lentes de aspectos maciços ou com incipiente laminação.

As rochas sedimentares constituem, em seu conjunto, um pacote pouco perturbado que mergulha suavemente para o interior da Bacia do Paraná. É característica a descontinuidade destas rochas junto ao contato com o embasamento cristalino, já que a erosão tende a exumar cada vez mais o assoalho pré-glacial.

V.1.2. Rochas sedimentares da Formação Rio Claro (neo-cenozóico)

As poucas ocorrências encontram-se na parte ocidental da área estudada, capeando as rochas sedimentares do Grupo Tubarão onde ocupam geralmente os interflúvios, e a N e NE da Cidade de Itapira, já no cristalino, principalmente em terraços do Rio do Peixe. São depósitos incipientemente consolidados, constituídos principalmente por areias, cascalhos e argilas, pobres em estruturas sedimentares e apresentando geralmente rápidas mudanças litológicas no sentido vertical bem como normalmente baixo grau de seleção. É comum ocorrer, na base destes depósitos, uma linha de seixos que, localmente, pode ampliar-se para pequenas cascalheiras de até um metro. São ruditos mal selecionados, constituídos por seixos pouco rolados, angulares a subangulares e de composição variável de acordo com sua localização geográfica. Assim, por exemplo, em uma das melhores exposições situada na rodovia Itapira-Jacutinga, próximo ao Rio do Peixe, estes seixos são de quartzo de vieiro, bem como de quartzitos, muscovita quartzitos e mesmo de biotita gnaisses, demonstrando indubitavelmente, serem oriundas das rochas circunvizinhas. Esta relação pode ser constatada em vários depósitos desta natureza situados tanto na área cristalina quanto na área das rochas sedimentares permo-carboníferas, denotando, desta forma, que as fontes destes depósitos são as próprias rochas ocorrentes nas suas vizinhanças.

Os depósitos neo-cenozóicos foram estudados por vários autores (Bjornberg, 1965, 1969; Bjornberg e Landim, 1966a, 1966b; Penalva, 1964; Melfi et al. 1966; Christofoletti e Queiroz Neto, 1966; Carvalho et al. 1967; Penteado, 1969), quanto às suas características mineralógicas, granulométricas e pedológicas.

A origem dos sedimentos neo-cenozóicos tem sido admitida pela maioria dos autores acima referidos como sendo pedimentar, se bem que Fúlfaro e Suguio (1968) lhes atribuem origem ligada a causas tectônicas.

V.1.3. Sedimentos recentes

Os sedimentos recentes correspondem a depósitos atuais dos cursos d'água e aos coluviais. Os primeiros são expressivos ao longo da maior extensão do Rio do Peixe e em todo percurso do Ribeirão da Penha. Acham-se embutidos em uma área rela-

tivamente plana, sem grandes expressões topográficas, constituindo extensas e alongadas planícies aluviais. São representados principalmente por argila e areias de grã média a grosseira, com certas quantidades de matéria orgânica, resultando, no conjunto, a predominância de cor cinza-escura. Em áreas de relevo mais pronunciado, são freqüentes os níveis conglomeráticos lenticulares, constituídos por seixos angulares e heterogêneos, tendo como fonte as rochas circunvizinhas. Esses sedimentos são ricos em estruturas lenticulares, de corte e preenchimento, e exibem rápidas mudanças litológicas no sentido vertical.

Os depósitos coluviais são resultantes principalmente de ação da gravidade, e estão associados a fases de dissecação das encostas e acúmulo nos sopés das vertentes com elevado suprimento de clásticos. Embora estes sedimentos sejam freqüentes em toda a área, não foram mapeados devido às pequenas expressões geográficas que apresentam.

V.2. Granitóides Cataclasados

Generalidades

Essas rochas são idênticas aos granitóides cataclásticos encontrados na zona de falhamento de Jacutinga. Ambos são considerados como pertencentes ao Grupo Pinhal. Foram mapeadas como um tipo litológico a parte pelo fato de estarem aparentemente deslocadas para sul em relação à zona de falhamento de Jacutinga, e pela homogeneidade composicional granítica da rocha afetada.

Ocorrem nas imediações do Rio Mogi-Guaçu, na altura da sua confluência com o Rio do Peixe, a oeste da área, desaparecendo logo ao sul sob as rochas sedimentares da Bacia do Paraná. Constitui, no local, uma área muito plana, intensamente intemperizada e totalmente cultivada, sendo muito pobre em afloramentos.

Trata-se de uma faixa com direções estruturais de difícil determinação por serem os afloramentos constituídos praticamente só por blocos. Pela fotointerpretação parecem predominar as com orientação NNE-SSW com variações para N-S, o que representaria um certo ângulo entre as suas direções estruturais e as da zona de falhamento de Jacutinga localizada mais a NE da área.

Descrição

São rochas de composição granítica, com cores rosadas e aspecto foliado. Exibem amplas variações estruturais e texturais que refletem o maior ou menor efeito da cataclase. Afloramentos constituídos por milonitos e ultramilonitos são extremamente raros nesta faixa, sendo observados praticamente apenas cataclasitos. Estes são constituídos por leitos ou agregados minerais lentiformes, pouco afetados, envolvidos por uma massa cataclástica muito fina, (Foto 1).

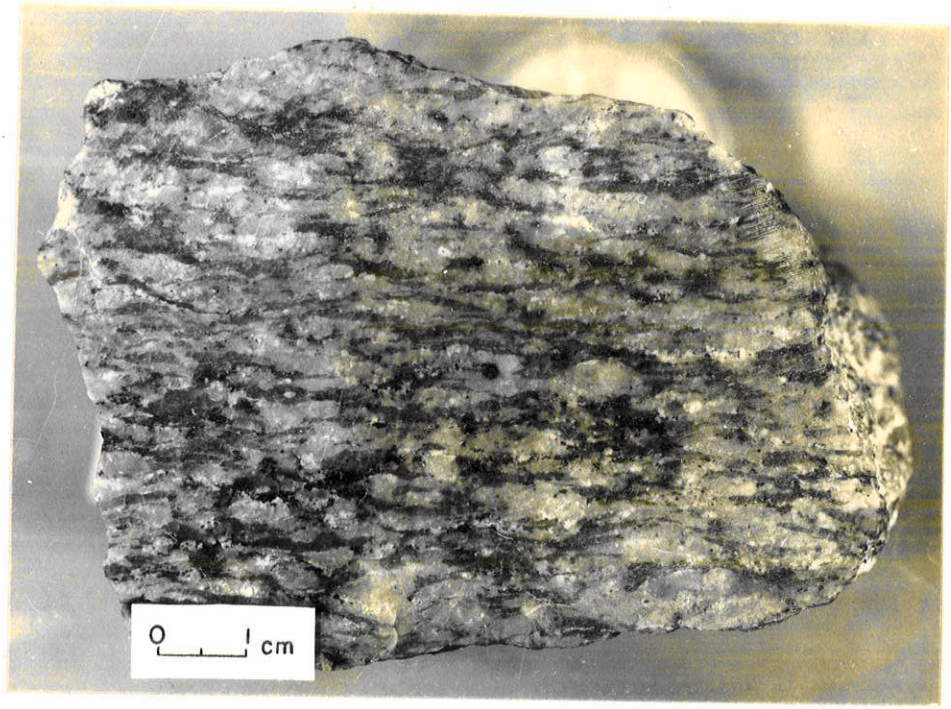


Foto 1 - Granitóide cataclasado. Margem esquerda do Córrego da Fazenda Velha, próximo à sua confluência com o Rio Mogi Guaçu.

A textura predominante destes granitóides cataclásticos é tanto do tipo mortar quanto do flaser. Os agregados minerais são constituídos principalmente por feldspatos, predominando entre estes o microclínio, e subordinadamente o quartzo. Todos estes minerais apresentam sinais dos efeitos cataclásticos, tais como: microfraturamento, extinção ondulante e planos de geminação deformados. O microclínio é pertítico e inclui freqüente

mente grãos de plagioclásio sericitizados. É possível que a persistência dos feldspatos se relacione com a própria heterogeneidade da granulação das rochas cristalinas (granitos porfiróides). As texturas porfiróides podem ter influído no desenvolvimento dos cataclasitos e milonitos, favorecendo a maior preservação dos feldspatos.

A massa cataclástica que cimenta os agregados de cristais parcialmente fraturados e deformados, é predominantemente quartzo-feldspática e parcialmente recristalizada. Nestes leitos se concentram os máficos, representados dominantemente por hornblenda, seguida pela biotita, clorita e epídoto. A *hornblenda* apresenta grãos irregulares, quebradiços, intimamente associada à biotita, clorita e epídoto, com os quais constitui um intercrescimento emaranhado com contatos quase sempre difusos. A *biotita*, bastante cloritizada, apresenta-se com lamelas deformadas, contorcidas e, muitas vezes, em fiapos irregulares finamente esfarelado. O *epídoto*, quase sempre, formado às custas do plagioclásio e da hornblenda, ocorre sob a forma de pequenos cristais irregulares, amebóides e, por vezes, como ramificações também irregulares.

Os *acessórios* são representados pelos opacos, que se encontram pulverizados, cristais de titania fraturados e disseminados associados à hornblenda, além de grãos arredondados de apatita e raros cristais de granada fragmentados.

Considerações Finais

Embora estes granitóides cataclasados sejam muito semelhantes aos encontrados em grande parte do falhamento de Jacutinga, chama a atenção o fato de sua localização ser um pouco mais ao sul, refletindo um leve deslocamento em relação ao alinhamento geral do referido falhamento. Este fato poderia representar uma inflexão mais ou menos pronunciada para o sul, da zona de falhamento de Jacutinga, ou um deslocamento de suas rochas cataclasadas por meio de movimentos ao longo de planos de falhas posteriores, que truncariam suas estruturas. Uma outra explicação, talvez mais remota, poderia ser dada em termos de uma bifurcação da zona de falhamento principal. Entretanto, para se esclarecer este fenômeno, são necessários estudos mais detalhados das rochas e suas relações estruturais envolvendo uma faixa adicional ao nor-

te da área mapeada.

V.3. Rochas Metamórficas

As diferentes litologias metamórficas foram definidas utilizando critérios mineralógicos e estruturais, tanto no campo quanto em lâminas delgadas. Embora na área de domínio dos metamorfitos, como ficou evidenciado no capítulo precedente, ocorram áreas que constituem compartimentos litológicos e estruturais perfeitamente caracterizados, tais como as ocupadas pelos gnaisses, e outras menores de migmatitos e de metassedimentos anquimetamórficos, refletindo condições genéticas diversas, elas serão tratadas conjuntamente em um mesmo subcapítulo.

Pela própria sistemática de mapeamento, isto é, em unidades constituídas por diferentes associações litológicas, um mesmo tipo litológico pode ocorrer em duas ou mais unidades diferentes. Desta forma, a descrição será efetuada por tipos litológicos, na seguinte seqüência:

1 - Biotita e hornblenda gnaisses
2 - Biotita e hornblenda gnaisses porfiroblásticos
3 - Biotita e hornblenda gnaisses anatexíticos e migmatíticos
4 - Gnaisses graníticos
5 - Gnaisses pegmatíticos
6 - Biotita (± granada) xistos
7 - Quartzitos variados (quartzitos, muscovita quartzitos feldspáticos ou não, biotita quartzitos com ou sem muscovita)
8 - Anfibolitos
9 - Gonditos
10- Mármores calcíticos
11- Meta-hornblenditos e -ultramafitos
12- Meta-argilitos,-conglomerados, -arenitos e -arcósios
13- Milonitos e cataclasitos

1. Biotita e hornblenda gnaisses

Constituem a litologia mais freqüente da área foca

lizada, com o biotita gnaisse predominando amplamente sobre o hornblenda gnaisse. A descrição conjunta destes dois tipos litológicos deve-se ao fato de o segundo ocorrer quase sempre intimamente associado ao primeiro, constituíndo intercalações contínuas ou não, na forma de camadas, leitos ou lentes, de espessuras geralmente reduzidas, mas de forma persistente.

As intercalações de hornblenda gnaisses são freqüentes na faixa central a leste de Itapira, com disposição NNE-SSW, representada pela unidade constituída pelo biotita e/ou hornblenda gnaisses e biotita xistos com intercalações de anfibolitos e gonditos, estando praticamente ausente na borda oeste da área em contato com a Bacia do Paraná. Também decresce gradualmente para leste. As melhores exposições desse gnaisse são encontradas numa pedreira abandonada próximo à margem esquerda do Rio do Peixe, a leste da rodovia Itapira-Jacutinga, bem como no km 35,3 da rodovia Itapira-Lindóia, e ao sul desta mesma rodovia entre a Fazenda do Jardim e o Córrego do Bom Retiro.

Já o biotita gnaisse, como pode ser visto na carta geológica anexa, está presente em quase todas as unidades e normalmente constitui a litologia predominante. Suas melhores exposições localizam-se a sudeste da área nas proximidades da Serra das Águas Claras, no Rio do Peixe, ao sul do Bairro Ponte Preta, e nas proximidades da Fazenda da Fortaleza.

Estruturas

Estas rochas exibem, de modo geral,estrutura gnáissica nítida, caracterizada por uma alternância de leitos claros e escuros, geralmente persistentes ao nível de afloramento, e que resultam, no conjunto, em estruturas bandadas, fitadas ou listradas (Foto 2 e 3). Macroscopicamente, os leitos escuros são cinza esverdeados a verde acastanhados e os claros são cinza esbranquiçados. Por intemperismo as rochas adquirem cores castanho avermelhadas ou castanho-amareladas a esverdeadas.

A alternância dos leitos claros e escuros apresenta composição e passagens variadas, que podem ser resumidos da seguinte forma:

- Os leitos e bancos são persistentes no sentido

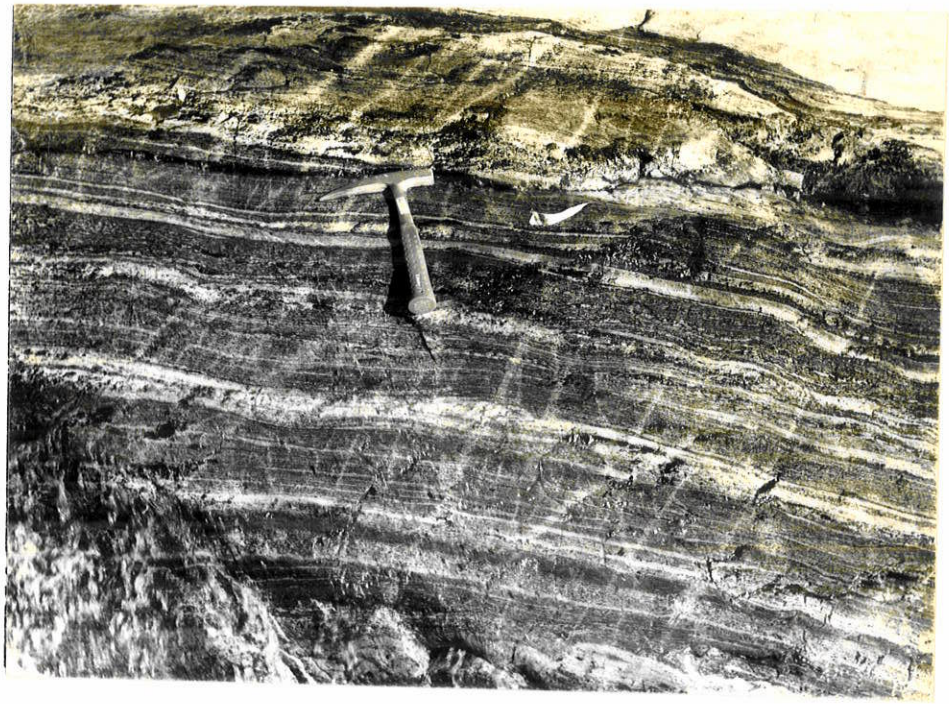


Foto 2 - Biotita hornblenda gnaisse bandeado a fitado.Fazenda do Matão.

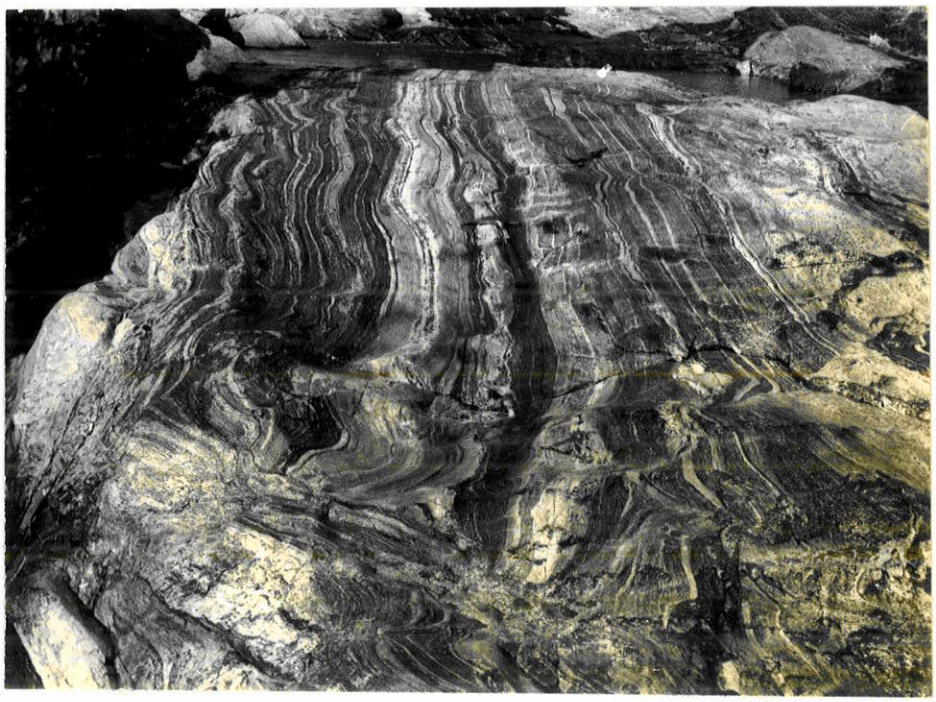


Foto 3 - Biotita gnaisse bandeado.Córrego da Cristália a oeste da Fazenda Cristália.

da direção da foliação e os contatos entre eles se caracterizam por passagens gradativas. A composição e granulação das rochas é variável ocorrendo entre os leitos claros ora rochas onde o quartzo é o mineral siálico predominante, ora rochas onde o feldspato é o mineral essencial. Os leitos escuros também são de composição muito variável, sucedendo-se rochas de índice de coloração variável assim como rochas portadoras só de biotita, biotita e hornblenda, hornblenda, além de outras associações destes minerais com granada, epídoto, diopsídio, etc., como minerais coloridos. É comum, num mesmo corpo rochoso, a alternância de leitos escuros, portadores só de biotita ou só de hornblenda, com leitos intermediários transicionais compostos pelos dois minerais, separados pelos leitos quartzo-feldspáticos.

- A alternância entre leitos claros e escuros é feito por intercalações de composição anfibolítica, exibindo contatos bruscos. A granulação e a composição dos leitos escuros são homogêneos e estão representada por andesina anfibolitos de grã média.

- Os leitos são mais finos e menos persistentes,observando-se nitidamente, nos afloramentos, um aumento do índice de coloração dos leitos escuros pela segregação dos minerais siálicos, que constituem camadas de aspecto aplítico e pegmatítico, e que se caracterizam, ao contrário dos primeiros, por apresentar uma textura ligeiramente pegmatíticas.

Texturas

De um modo geral, predomina amplamente a textura granoblástica mais ou menos cataclástica e apenas em rochas de alto índice de coloração ocorrem texturas lepidoblásticas e nematoblásticas, restritas a leitos milimétricos que se alternam com leitos de textura granoblástica.

Em quase todas as amostras,há evidências de efeitos cataclásticos de grau variável, com recristalização. Essas evidências acham-se representadas por deformações,fraturamentos e microgranulação, principalmente dos grãos de quartzo e feldspatos. É frequente a ocorrência de textura blastomilonítica com leitos microdobrados, indicando que a retristalização foi acompanhada de forte deformação tectônica, tendo aquela superado esta.

A elevada plasticidade atingida por estas rochas, durante a deformação, pode ser evidenciada pelo desenvolvimento de textura "fluidal" presente nas rochas mais afetadas (Microfoto 1).

Microfoto 1 - Textura "fluidal" em leitos quartzo-feldspáticos de biotita hornblenda gnaisse. Nicois X, aumento 25x.

Também chama a atenção, nesses gnaisses, a freqüente variação de orientação dos minerais biotita e hornblenda em relação à direção preferencial dos leitos, com a qual formam um ângulo aproximado de 30º. Essa orientação secundária refere-se a uma discreta recristalização ao longo de micro-fraturas resultantes, provavelmente, dos esforços tectônicos pós-cristalinos ocorridos na fase final do Ciclo Brasiliano.

Mineralogia

Como já ficou exposto, o biotita e o hornblenda gnaisses apresentam composição bastante variável. Os leitos claros são constituídos essencialmente por quartzo e plagioclásio e subordinadamente por microclínio. Ocorrem todas as proporções entre quartzo e plagioclásio, predominando ora este, caso mais frequente, ora aquele mineral. O microclínio, nem sempre presente, raramente predomina sobre o plagioclásio. Entre os máficos a biotita é o mais comum, seguida pela hornblenda, ocorrendo ainda epídoto, clinozoisita, granada, clorita, muscovita, diopsídio, etc., em

proporções variadas.

O *quartzo* ocorre quase sempre recristalizado, constituindo cristais irregulares a ovalados, sendo comuns as formas estiradas ou laminadas, com bordas microgranulados atingindo até dimensões centimétricas. O contato entre grãos vizinhos é predominantemente do tipo suturado. A extinção ondulante está quase sempre presente, ao lado de fraturas e cordões de inclusão aproximadamente perpendiculares à maior dimensão. Os cordões de inclusão tem sido interpretados como fraturas cicatrizadas (Tuttle, 1949) correspondendo à fase de deformação para-cristalina. Por outro lado, a constante presença de extinção ondulante e de fraturas indicam que praticamente todo o gnaisse sofreu deformações pós-cristalinas. O quartzo é pobre em inclusões, porém, não é rara a sua ocorrência, sob esta forma, em outros minerais.

O *plagioclásio* é do tipo sódico, representado essencialmente pelo oligoclásio chegando às vezes à andesina sódica. Embora possa ocorrer geminação polissintética cerrada segundo a lei Albita, apresenta-se comumente sem geminação, em grãos tanto subedrais quanto ovóides e arredondados. Pode aparecer na forma de antipertita, com quantidades de feldspato potássico incluso perfazendo no máximo 5% do hospedeiro. São comuns inclusões de quartzo arredondado e mais raramente de biotita, hornblenda e apatita, principalmente na sua zona externa, denotando crescimento metamórfico. Não rara é a transformação do plagioclásio em epídoto, bem como um grau variável de sericitização.

Os cristais apresentam, frequentemente, planos de geminação deformados, bordas microgranuladas e fraturas, estando estas preenchidas ou não por epídoto ou clorita. As vezes mostram extinção ondulante.

O *microclínio* é predominantemente anédrico, em vários casos arredondado, sendo raras as formas subédricas. Assume dimensões muito variáveis, podendo atingir 3,5 mm ao longo de sua extensão máxima. Os cristais são quase sempre pertíticos, com pertitas em filme, veios e manchas, indicando, as primeiras, temperatura de gênese relativamente alta. Há casos em que a quantidade de albita presente na estrutura chega perfazer quase a metade do indivíduo hospedeiro. Quanto à geminação, ocorrem as seguintes combinações: microclínio desprovido de geminação; microclínio com ge

minação em grade por todo o cristal; e microclínio com geminação em grade em parte do cristal. Neste último caso, a parte geminada forma quase sempre um anel externo de espessura variável, envolvendo um núcleo desprovido de geminação. No contato entre microclínio e oligoclásio pode ocorrer mirmequita, quase sempre em forma de leque, com a convexidade voltada para o microclínio.

Inclusões são raras, ocorrendo grãos arredondados de quartzo e de plagioclásio, na maioria das vezes sericitizados. Também há evidências de deformações com recristalização,bem como deformações pós-cristalinas.

A *biotita* é o máfico mais frequente nestas rochas, ocorrendo tanto sob a forma de cristais tabulares, quanto constituíndo fiapos irregulares nas rochas mais afetadas tectonicamente. Aparece como cristais isolados ou agregados orientados subparalelamente em linhas contínuas ou descontínuas, podendo estar intimamente associada à hornblenda, ocorrendo lado a lado ou intercrescidas, com contatos tanto nítidos quanto difusos.

Ao lado da fórmula pleocróica dominante, X- amarelo pálido, Z-castanho escuro, ocorre também a variedade marrom avermelhada e vermelha acastanhada.

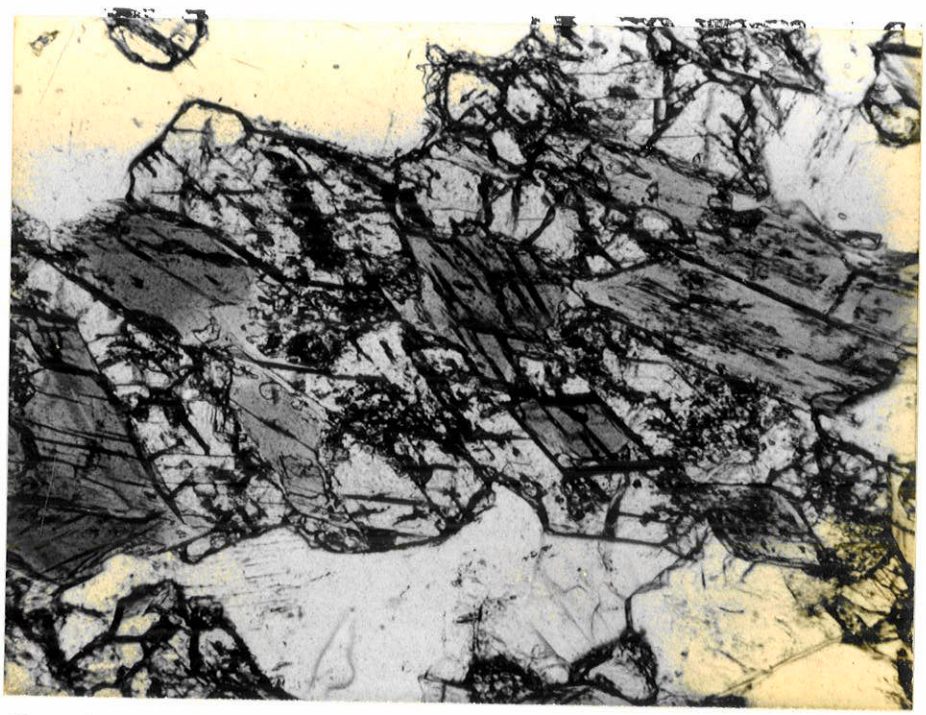
É relativamente frequente a cloritização da biotita, que pode iniciar nas bordas ou ao longo dos planos de clivagem desenvolvendo-se progressivamente por meio de ramificações , chegando a transformar totalmente o filossilicato. Em muitas amostras essa transformação é total, resultando apenas a clorita.

A *hornblenda* é o segundo mineral máfico em importância, representado principalmente pela variedade verde, fortemente pleocróica, com X-verde amarelado, Y-verde azulado e Z-verde escuro, e pela castanha, mais rara. Prodominam as formas subedrais, que podem atingir até 4 mm ao longo de *c*, se bem que, de modo geral, se situem entre 0,5 e 0,7 mm, podendo entretanto ocorrer hornblenda lamelar.

Constataram-se as seguintes particularidades com relação à hornblenda:

- Localmente forma-se às custas do diopsídio, observando-se todas as passagens entre a reação inicial e a transformação quase total de diopsídio em hornblenda, (Microfoto 2).A

reação pode iniciar tanto no interior do piroxênio quanto nas bordas. No primeiro caso, o início da transformação pode dar-se num só ponto com o subsequente crescimento da hornblenda, ou então, em vários pontos concomitantes ocorrendo posteriormente a sua aglutinação. A hornblenda neo-formada é mais cinzenta que as demais, a clivagem menos desenvolvida e os contatos mais irregulares.



Microfoto 2 - Hornblenda diopsídio gnaisse. Reação diopsídio-hornblenda. Nicois//, aumento 32x.

- É comum a transformação parcial da hornblenda em biotita e desta para clorita, ou diretamente tanto para clorita como para epídoto. Localmente, da reação hornblenda-biotita resulta uma concentração de minerais de titanita, indicando hornblenda com alto teor em titanio.

- Em algumas amostras ocorre a presença de hornblenda castanha envolvida por hornblenda verde.

Portanto, foram encontradas as seguintes reações envolvendo a hornblenda:

Diopsídio → hornblenda
Hornblenda castanha → hornblenda verde → clorita
Hornblenda → biotita → clorita
Hornblenda → epídoto
Hornblenda → biotita → titanita

Todas essas séries de reações indicam, de alguma forma, uma diminuição de temperatura uma vez atingido o clímax metamórfico.

A hornblenda é rica em inclusões de quartzo e de plagioclásio arredondados, de titanita euedral e, menos frequente, de apatita, opacos e biotita.

Epídoto e clinozoisita, são predominantemente anedrais a subedrais, eqüidimensionais, com tamanho médio de 0,2 a 0,3 mm, apresentando cores verde-cinzentas a verde-amareladas. A separação entre os dois baseou-se na coloração mais intensa, sinal óptico negativo e cores de birrefringência vivas, para o epídoto, enquanto a clinozoisita é opticamente positiva e mostra cores de birrefringência anômalas.

A presença do epídoto e da clinozoisita com teores variáveis, é generalizada nesses gnaisses, contudo, muito raramente ultrapassa a 5% da rocha. Entre ambos observam-se as seguintes relações, em ordem crescente de frequência:

- Os cristais são constituídos por um núcleo de clinozoisita envolvido por uma capa de epídoto,(Microfoto 3);

- Epídoto e clinozoisita ocorrem irregularmente intercrescidos;

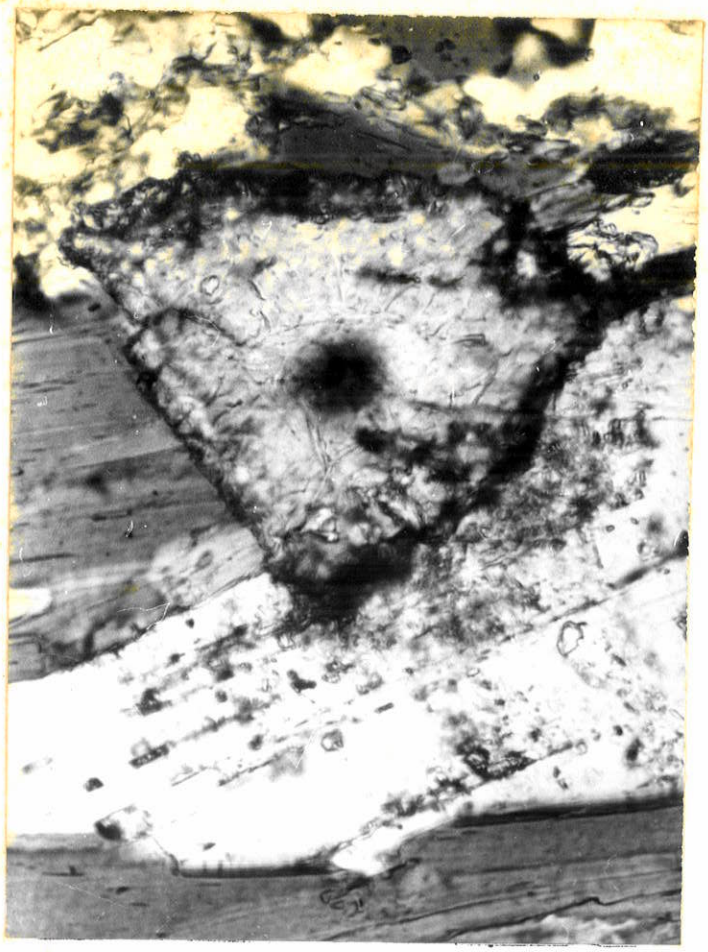
- As duas variedades não ocorrem intercrescidas.

Em relação aos outros minerais, epídoto e clinozoisita ocorrem sob três formas distintas:

- Como cristais isolados, não evidenciando reações nítidas;

- Intimamente associados à biotita e à hornblenda. Neste caso, quanto maior a transformação da biotita em clorita,e da hornblenda em biotita, também maior será o teor de epídoto e clinozoisita associado a esses minerais.

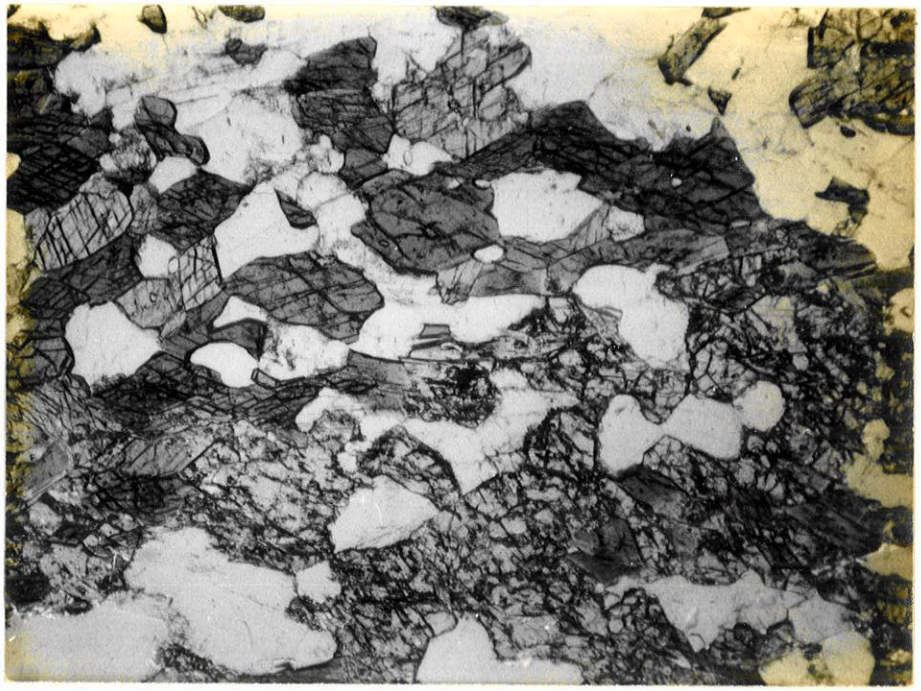
- Formando-se às custas do plagioclásio. O epídoto desenvolve-se tanto nas bordas quanto no núcleo do plagioclásio constituíndo cristais irregulares, amebóides, que se desenvolvem progressivamente por meio de ramificações irregulares em vários sentidos, mas preferencialmente ao longo dos planos da geminação do plagioclásio.



Microfoto 3 - Epídoto zonado. Nicois X, aumento 100x.

O *diopsídio* pode estar localmente presente nestes gnaisses. Foi registrada sua presença em alguns leitos na parte norte da área, pouco acima do vilarejo de Barão de Ataliba Nogueira e nas proximidades do vilarejo de Eleutério, bem como a leste da área entre a Fazenda da Fortaleza e a divisa de estado. Nestes casos, o clinopiroxênio ocupa leitos centimétricos, que se alternam com leitos ricos principalmente em hornblenda e algumas vezes com biotita, dos quais são normalmente separados por leitos predominantemente siálicos (Microfoto 4). Esta alternância entre leitos ricos em diopsídio e hornblenda ou biotita pode ser interpretada como um relicto da estrutura sedimentar pré-metamórfica, com os diferentes horizontes representando fases de variação química durante a deposição de sedimentos.

O diopsídio é neutro ou levemente esverdeado, neste caso desprovido de pleocroísmo. Ocorre sob a forma de cristais subedrais a anedrais, eqüidimensionais, às vezes exibindo clivagem segundo (100). O tamanho dos cristais, ao longo de *c*, situa-se quase sempre entre 0,5 e 0,7 mm. O piroxênio caracteriza-se por sua maior ou menor transformação em hornblenda, parecendo o-



Microfoto 4 - Hornblenda diopsídio gnaisse. Contato entre leito rico em diopsídio (claro,parte inferior) e leito rico em hornblenda (escuro). Nicois//,aumento 10x.

correr, em alguns casos, uma passagem direta para epídoto.

A *granada* é incolor a rosada em secções delgadas, onde constitui pequenos e raros cristais de forma subédrica, quase sempre deformados e fraturados, estando as fraturas abertas ou preenchidas por quartzo e biotita. Pode ocorrer associada à biotita, mas normalmente não mostra relações com outros minerais, e geralmente está isenta de inclusões. A *magnetita*, presente em pequena quantidade, com formas normalmente irregulares, esqueléticas e mesmo disseminadas, está quase sempre associada à biotita. A *muscovita* é muito rara, ocorrendo sob a forma de pequenos cristais tabulares em rochas ricas em quartzo. Como acessórios ocorrem: titanita, que chega constituir cristais de vários milímetros, cristais arredondados e subedrais de apatita, além de zircão, turmalina e alguma allanita.

Relação de contato

Os contatos entre o biotita e o hornblenda gnaisses, acima descritos, são predominantemente gradacionais. Em relação às outras rochas metamórficas neles presentes sob a forma de intercalações, ou lentes e camadas menores, os contatos são tanto transicionais, pelo incremento ou diminuição de um determinado mineral ou associação mineralógica, quanto abruptos.

Natureza pré-metamórfica

Entre os vários indícios, a nítida alternância entre leitos claros e escuros,a variação observada na granulação e composição dos leitos no que tange à relação hornblenda/biotita e quartzo/feldspato, e a presença de contatos gradacionais com rochas indubitavelmente para-metamórficas, sugerem que estes gnaisses resultem do metamorfismo de uma seqüência sedimentar arenosa-pelítica impura, possivelmente incluindo leitos tufosos.

2. Biotita e hornblenda gnaisses porfiroblásticos

São muito semelhantes aos gnaisses supradescritos no que tange a sua estrutura e composição, diferindo dos mesmos pela presença de megacristais de feldspato potássico.

Ocorrência

Estão presentes na forma de camadas, bandas ou lentes concordantes em relação aos gnaisses do arcabouço, com espessuras geralmente submétricas, podendo, entretanto, atingir até algumas dezenas de metros. Apresentam-se constituíndo tanto concentrações particularmente grandes quanto ocorrências isoladas. No primeiro caso estão as situadas a SW da área mapeada, a E de Barão Ataliba Nogueira e a SW de Eleutério, que se encontram demarcadas no mapa litológico-estrutural anexo.No segundo caso constituíndo pequenos corpos encaixados mais freqüentemente na associação litológica (B), descrita no capítulo anterior. As melhores exposições situam-se no ápice do corpo dobrado, a leste da área, localizado a NW da Fazenda dos Coutos, bem como no Km 35,3 da rodovia Itapira-Lindóia e na

rodovia Itapira-Jacutinga próximo a entrada para Barão de Atalíba Nogueira, apresentando os dois primeiros matriz de biotita hornblenda gnaisses, e o último matriz de biotita ou hornblenda gnaisses.

Descrição macroscópica

As rochas que representam a matriz, exibem estrutura gnáissica, representada pela alternância de leitos escuros de granulação fina e leitos claros de granulação média, ostentando as mesmas características dos biotita e hornblenda gnaisses anteriormente descritos. Os porfiroblastos de microclínio são rosados e estão concentrados nos leitos claros dos gnaisses.Estes imprimem aos leitos claros uma cor rosada e, por intemperismo, produzem um material caolínitico esbranquiçado, diverso da rocha matriz.

Os megacristais são de dimensões variáveis, de 1 a 5 cm, ao longo do seu eixo maior, e tamanho médio entre 2 e 3 cm. Suas formas são predominantemente alongadas, ovaladas, podendo localmente ser prismáticas e, com menor freqüência, exibir formas irregulares, discóides ou arredondadas. Quase sempre mostram nítida geminação segundo a lei Carlsbard. É freqüente ocorrer concentrações de máficos, principalmente de biotita, constituíndo uma cinta que circunda parcialmente os megablastos. Estas concentrações foram interpretadas como resultante de segregação metamórfica.

No que diz respeito à distribuição dos megacristais, podem ocorrer as seguintes relações:

- Variação dentro do mesmo leito, tanto na lateral quanto ao longo do leito, ora exibindo baixa densidade, com os megacristais bem individualizados, ora alta densidade, estando mesmo soldados, constituíndo linhas contínuas ou estranguladas lembrando um rosário, perdendo, com isso, sua individualidade.

- Densidade muito variável de fenoblastos de uma banda para outra, apresentando leitos de reduzidas espessuras com elevada densidade, intercaladas com faixas de vários decímetros fracamente porfiroblásticas, podendo estar separadas por leitos escuros.

- Em dobras de pequena amplitude,principalmente do tipo isoclinal, a densidade dos porfiroblastos é nitidamente maior nas partes convexas do que nos seus flancos.

- Os leitos representados pelos máficos, normalmente estão desprovidos de porfiroblastos.

Os porfiroblastos de microclínio estão com sua maior dimensão orientadas paralelamente à gnaissificação. Localmente acham-se orientados segundo duas ou mesmo três direções. Neste caso a direção paralela à gnaissificação é inteiramente predominante, formando, com as direções secundárias,ângulos freqüentemente em torno de 30º. As direções secundárias não são persistentes, adaptando-se posteriormente à direção principal pelo curvamento do plano de orientação secundária. De modo geral, a foliação tende a moldar-se de forma a contornar os megablastos.

Nas zonas de intensa deformação pós-cristalina, os porfiroblastos exibem orientação segundo os planos de cisalhamento e mostram-se fragmentados ou fusiformes, por fricção tectônica.

Descrição microscópica

Estas rochas apresentam texturas porfiroblásticas, com megacristais de microclínio numa matriz de granulação média a fina, granoblástico-cataclástica parcialmente recristalizada . As evidências dos efeitos cataclásticos de grau variável,com recristalização apresentada pelos gnaisses da matriz, estão menos pronunciadas nos megacristais de microclínio. Contudo, os efeitos cataclásticos pós-cristalino afetaram tanto a matriz quanto os megacristais que se encontram fragmentados, estrangulados ou estirados.

Como já dissemos, a mineralogia é semelhante aos biotita e hornblenda gnaisses anteriormente descritos, com a diferença destes apresentarem fenoblastos de microclínio. O *microclínio* ocorre tanto constituíndo os porfiroblastos como fazendo parte da matriz, neste caso é sempre xenomórfico. Microscopicamente os porfiroblastos apresentam bordas irregulares, e normalmente se encontram microgranulados com as fraturas geralmente abertas e preenchidas por quartzo e biotita cloritizada. A micro

granulação é mais intensa nas suas bordas. São quase sempre pertíticos, com pertitas em filme, veios e manchas, chegando,em alguns casos, a perfazer mais da metade do hospedeiro (meso-pertita). A geminação em grade está presente em quase todos os porfiroblastos, podendo ocorrer por todo o cristal, ou em parte deles. Neste último caso, a parte geminada pode ocorrer tanto nas bordas, constituíndo um semi anel externo, como em manchas dispersas pelo interior do cristal. É comum a ocorrência de mirmequita nos contatos entre o oligoclásio e os porfiroblastos de microclínio, normalmente em forma de leque, com a convexidade voltada para o microclínio.

Inclusões nos porfiroblastos são abundantes,principalmente de quartzo, plagioclásio e biotita. Os grãos de quartzo são geralmente arredondados de tamanhos mais ou menos uniformes. A biotita, na forma de pequenas lamelas, concentra-se principalmente nas bordas dos megablastos. Os plagioclásios, quase sempre sericitizados, são xenomórficos, de dimensões variáveis e encontram-se distribuídos regularmente pelo cristal.

Relação de contato

Os contatos entre as faixas ou bandas constituídas pelos gnaisses porfiroblásticos, intercalados com os não porfiroblásticos, são predominantemente bruscos, e só excepcionalmente processam-se por uma redução na intensidade dos fenoblastos até o seu desaparecimento total. Contatos abruptos entre estes gnaisses podem ser observados no km 35,3 da rodovia Itapira-Lindóia e na rodovia Itapira-Jacutinga próximo à entrada para o vilarejo Barão Ataliba Nogueira. O segundo caso pode ser notado numa estrada de terra que corta o ápice da ocorrência dobrada a SW da área, onde o biotita gnaisse apresenta uma faixa porfiroblástica que a partir de um plano começa a sofrer visível redução no teor dos porfiroblastos, podendo ser encontrados alguns deles dispersos até quase 10 metros distante da área de maior concentração.

Origem

Levando-se em consideração que:

- os gnaisses porfiroblásticos ocorrem intercala-

dos, constituindo camadas, leitos e lentes, com gnaisses desprovidos de porfiroblastos, com os quais exibem contatos abruptos, não tectônicos;

- os gnaisses porfiroblásticos estão afastados das áreas de influência dos granitos brasilianos;

- a matriz dos gnaisses porfiroblásticos é similar estrutural e mineralogicamente aos biotita e hornblenda gnaisses descritos no item anterior, e interpretados como sendo de origem sedimentar;

- os fenoblastos de microclínio apresentam a mesma idade dos gnaisses que compõem sua matriz, como será demonstrado no capítulo VII referente à geocronologia;

essas evidências permitem, em linhas gerais, tecer as seguintes conclusões:

A - Descartar uma origem a partir de processos metassomáticos para estes gnaisses porfiroblásticos.

B - Que os porfiroblastos de microclínio tenham se originado por crescimento metamórfico diferencial a partir de uma variação faciológica, rica em potássio, do sedimento original.

3. Biotita e hornblenda gnaisses anatexíticos e migmatíticos

A utilização dos termos migmatíticos e anatexíticos, teve por base a definição clássica de Sederholm (1907), ou seja, os migmatitos são rochas híbridas resultantes da infiltração de material granítico mais novo (neossoma) numa rocha metamórfica pré-existente (paleossoma). Na Finlândia, onde Sederholm criou o termo, o paleossoma é representado por gnaisses de idade pré-cambriana média e o neossoma por material granítico de intrusões tardi-tectônicas. Desta maneira, os migmatitos representam um sistema aberto no qual o material introduzido é sensivelmente mais jovem que a rocha invadida. Sob este aspecto, os migmatitos distinguem-se nitidamente dos anatexitos que resultam de uma mobilização "in situ" de material leucocrático (leucossoma) acompanhado de conseqüente concentração local de material máfico (melanossoma). Anatexitos são, portanto, sistemas fechados nos quais o leu-

co- e o paleossoma são de mesma idade. Quando o material remobilizado nos anatexitos é substancial, permitindo a concentração de grandes massas graníticas (palingênese) que são introduzidas ou injetadas em rochas metamórficas situadas a um nível superior ao da palingênese, também ocorre a formação de migmatitos.

A SW da área mapeada, com base em observações de campo e nos dados geocronológicos por nós obtidos (ver capítulo referente a geocronologia), foi possível caracterizar gnaisses que sofreram efeitos de anatexia parcial, com posterior infiltração de material granítico mais jovem.

Biotita e hornblenda gnaisses anatexíticos

Ocorrência

A maior ocorrência encontra-se a SW da área mapeada, constituindo um corpo de forma ligeiramente ovalado que se estende ao longo da rodovia Itapira-Lindóia, desde as proximidades da Fazenda Cristália até ao sul, onde deixa a área. Uma ocorrência incipientemente anatexítica, de caráter local e não representada na carta geológica, situa-se na rodovia Itapira-Jacutinga, a NE de Sapucaí, já no Estado de Minas Gerais. As melhores exposições situam-se nos cortes da rodovia Itapira-Lindóia, na entrada da Fazenda Cristália e na entrada para o Bairro da Ponte Nova.

Estruturas

As rochas afetadas pela anatexia parcial são biotita e hornblenda gnaisses fitados e bandeados semelhantes aos do arcabouço rochoso da região mapeada. Estão presentes também, próximo a Fazenda Cristália, lentes de espessuras decimétricas de anfibolitos concordantes ou ligeiramente discordantes com a gnaissificação, e que não estão afetados pela anatexia.

O processo é iniciado pela segregação das rochas "in situ", passando por estágios de anatexia incipiente até chegar a um estágio mais avançado. Pelo início e aumento de mobilização dos leitos claros, os gnaisses fitados e bandeados passam

progressivamente a gnaisses anatexíticos, desenvolvendo leucossoma quartzo-feldspático e melanossoma rico em biotita e hornblenda. Num estágio inicial, como pode ser observado em corte da rodovia na entrada para o Bairro da Ponte Nova, o leucossoma mantém-se paralelo com as estruturas acamadas e às vezes exibe boudinagem. Neste estágio, o material nitidamente mobilizado corresponde a menos de 10% da rocha, sendo os contatos leucossoma-melanossoma predominantemente nítidos. Por outro lado, no caso de maior intensidade de anatexia, os gnaisses são acompanhados de estruturas migmatíticas do tipo dobradas, ptigmaticas e flebíticas (Mehnert, 1968), com contatos leuco-melanossoma às vezes difusos. Este último caso pode ser observado na entrada para a Fazenda Cristália.

Os leitos de leucossoma são brancos a esbranquiçados, aferindo às rochas cores cinzentas que, pelo intemperismo, originam um material argilo-arenoso, de cor branca.

Textura

As bandas leucocráticas resultantes do efeito da anatexia parcial sobre os gnaisses do arcabouço, mostram uma tendência no sentido da transformação das texturas granoblástica e blastomilonítica, características dos gnaisses, em textura granítica. Assim, as bandas leucossomáticas são rochas predominantemente eqüigranulares, exibindo texturas xenoblásticas, de granulação média a fina. É comum, em secções delgadas, incipiente foliação ressaltada por raros cristais de biotita e muscovita isoorientados paralelamente entre si. Localmente apresentam textura milonítica com grãos minerais deformados, fraturados e rodeados por material de granulação mais fina (textura em moldura). A textura lepidoblástica e nematoblástica nos leitos escuros são mais evidentes do que nos gnaisses regionais, devido à concentração principalmente da biotita, seguida pela hornblenda.

Mineralogia

A mineralogia desses gnaisses é relativamente simples, sendo o melanossoma constituído pelos mesmos minerais dos biotita e hornblenda gnaisses do arcabouço rochoso, enriquecidos

em biotita e hornblenda pela maior ou menor mobilização dos leitos claros. O leucossoma é representado basicamente por plagioclásio e quartzo em proporções semelhantes, podendo predominar um ou outro. O microclínio pode ou não estar presente, representando no máximo cerca de 5% destes leitos. Ocorrem, também, quantidades menores de biotita, muscovita e raras hornblendas.

O *quartzo* aparece na forma de grãos irregulares a lobulados, com dimensões de 0,7-0,8 mm e se caracteriza por sua extinção ondulante. Os contatos entre os grãos são predominantemente do tipo suturado.

Os *plagioclásios* do tipo oligoclásio básico a andesina ácida, são eqüidimensionais, xenomórficos e mais raramente hipidiomórficos, com dimensão média de 0,8 mm. Apresentam-se comumente desprovidos de geminação, e praticamente sem inclusões. Podem estar parcialmente sericitizados.

O *microclínio*, de ocorrência reduzida, constitui cristais xenomórficos de pequenas dimensões. Geminação em grade quase sempre presente, assim como pertita em filmes e veios. Podem ocorrer algumas inclusões de plagioclásio e quartzo arredondados.

A *biotita*, contendo raros opacos disseminados, é lamelar e fracamente cloritizada. A *muscovita*, também lamelar, pode ocorrer concentrada localmente, estando freqüentemente associada à biotita, com a qual pode estar intercrescida, exibindo contatos normalmente nítidos. A *hornblenda*, representada pela variedade verde, é bastante rara. Podem ocorrer ainda minúsculos cristais de epídoto associados à biotita. Esses minerais estão distribuídos heterogeneamente no leucossoma, estando predominantemente iso-orientados.

Migmatitos

Ocorrência

Os biotita e hornblenda gnaisses anatexíticos, anteriormente descritos, podem estar localmente afetados por fenômenos de migmatização. Estes locais correspondem a alguns núcleos próximos à Fazenda Santo Antonio e ao longo da rodovia Itapira -

Lindóia, ao sul do referido corpo, representando, estes últimos, as melhores exposições. Os afloramentos frescos são de pequeno porte, estando a maior parte deles totalmente alterados e cobertos pela vegetação, impossibilitando maiores observações.

Descrição Macroscópica

São rochas macroscopicamente compostas, constituindo duas partes petrograficamente diferentes: o paleossoma, representado pelos gnaisses anatexíticos supra descritos, e o neossoma, por material granitóide.

O aspecto marcante destes migmatitos é sua genérica cor rosada, que é a cor do neossoma granítico injetado profusamente nos gnaisses anatexíticos de cores cinzento-esbranquiçados, provocando a sua migmatização (Foto 4). Estruturalmente, ocorrem, nos raros afloramentos os tipos acamados, flebíticos e dobrados, observando-se apenas localmente a predominância do neossoma sobre o paleossoma (Foto 5). Os limites entre o neo- e paleossoma são normalmente nítidos, e às vezes um pouco difusos. No último caso parece ocorrer a recristalização de uma fina faixa do paleossoma diretamente em contato com o neossoma, a qual se mostra enriquecida em máficos, denotando provável segregação de certa taxa de quartzo e feldspato do paleossoma para o interior do neossoma.

Textura e Composição

Ainda que a maioria das amostras examinadas exibam ao microscópio sinais de acentuada deformação pós-cristalina, em certos casos as rochas do neossoma apresentam típica textura granular, xenomórfica, de granulação média. Sua composição é extremamente simples, sendo constituída essencialmente por microclínio, oligoclásio e biotita, faltando praticamente hornblenda. O microclínio predomina levemente sobre o oligoclásio, e o quartzo perfaz cerca de 20% destas rochas. O microclínio apresenta-se normalmente com geminação em grade e é pertítico. O oligoclásio é predominantemente xenomórfico, quase sempre desprovido de geminação e pouco sericitizado. Tanto o microclínio como o oligoclásio estão praticamente isentos de inclusões. A biotita, pouco

Foto 4 - Migmatito. Neossoma discordando levemente da foliação do paleossoma, com contatos nítidos. Rodovia Itapira - Lindóia, Km 26.

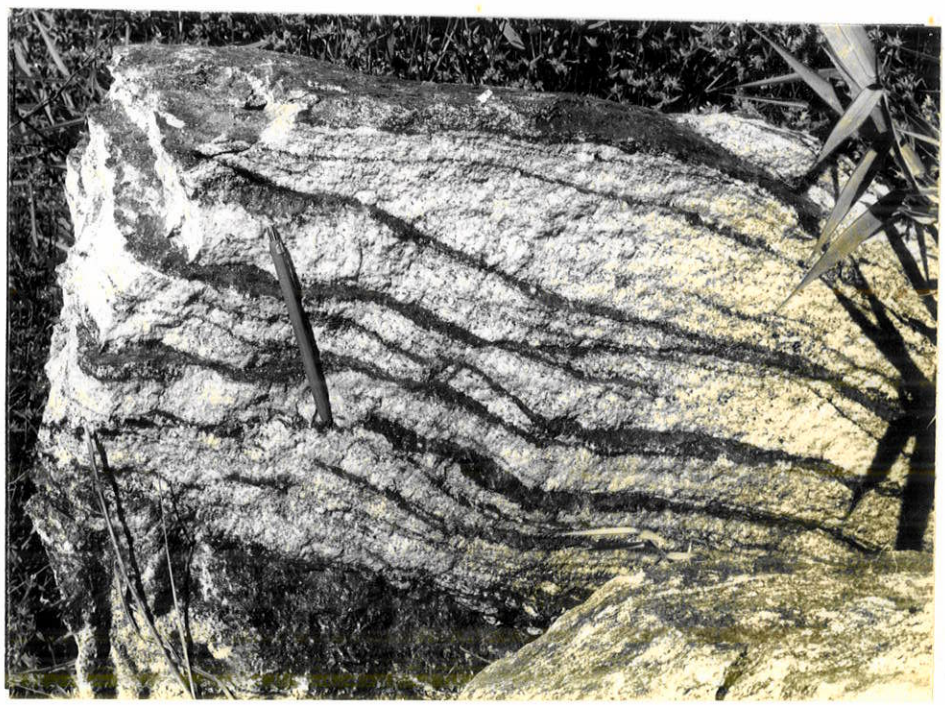


Foto 5 - Migmatito. Predominância do neossoma sobre o paleossoma. Rodovia Itapira-Lindóia, Km 26.

freqüente, mostra orientação irregular, geralmente alterada para clorita, ocorrendo este mineral tanto em intercrescimento paralelo com a biotita quanto substituindo-a completamente. Os *acessórios* estão representados por minerais opacos. Apatita e zircão são raros.

O paleossoma, como já citado, é representado pelo biotita e hornblenda gnaisses anatexíticos, pouco modificados de acordo com o tipo estrutural do migmatito.

Considerações Finais

As observações acima expostas para estas rochas, bem como os dados geocronológicos apresentados no capítulo VII, revelaram que:

- a passagem progressiva dos gnaisses fitados e bandeados para os gnaisses anatexíticos se dá pelo início e aumento de mobilização dos leitos claros;

- os leitos e veios do leucossoma dos gnaisses anatexíticos, apresentam baixo teor de microclínio, normalmente inferiores a 5%;

- o biotita gnaisse anatexítico situado a NE do vilarejo de Sapucaí e similar aos gnaisses anatexíticos que sofreram migmatização a SW da área mapeada, apresentou isócrona verdadeira com 2.230 ± 39 m.a. (Figura 22);

- o plagioclásio e o microclínio praticamente se equivalem em volume no neossoma dos migmatitos;

- os migmatitos apresentaram isócrona de referência com 600 ± 30 m.a. (Figura 24);

Estas considerações levam-nos a sugerir que os referidos biotita e hornblenda gnaisses são o produto de metamorfismo crescente que atingiu, em condições favoráveis, o desenvolvimento de uma anatexia parcial "in situ". Esta fase estaria relacionada ao Ciclo Transamazônico, ou, mais provavelmente, a ciclos mais antigos, conforme descrito por Fiori (1979) para a região Pouso Alegre-Machado (MG). Posteriormente, durante a fase tardi-orogênica do Ciclo Brasiliano, estas litologias sofreram localmente penetração de material granítico.

4. Gnaisses Graníticos

Constituem litologias relativamente freqüente na área abordada, encontrando-se distribuídos da seguinte forma:

- Constituíndo lentes ou camadas com espessuras que podem atingir até algumas dezenas de metros, embutidos concordantemente nos biotita e hornblenda gnaisses da associação litológica (B), com os quais exibem contatos tanto transicionais quanto abruptos. Embora de distribuição relativamente homogênea em toda a unidade, estes gnaisses graníticos são subordinados e pouco expressivos. Boas exposições podem ser vistas no km 35,3 da rodovia Itapira-Lindóia e no leito do Córrego do Olegário, ao sul da Fazenda Santo Amaro.

- Constituíndo, juntamente com os biotita gnaisses, a associação litológica (L) a SE da área. Nesta associação, os gnaisses graníticos se intercalam concordantemente com os biotita gnaisses, exibindo contatos predominantemente transicionais e, às vezes, abruptos. Os gnaisses graníticos são mais freqüentes na porção W da associação, principalmente na sua parte superior, ocorrendo a NW do Córrego do Recreio, ao S da rodovia Itapira-Lindóia, estendendo-se para E até a Serra das Águas Claras. Na faixa E da unidade, os gnaisses graníticos podem ser observados em vários trechos ao longo do Córrego do Barrocão, na parte S da área, e no limite dos Estados de São Paulo e Minas Gerais, a N da associação.

- Representando duas ocorrências onde se constitui nos tipos litológicos amplamente dominantes, situados a NW e E da área. Nestas, os gnaisses graníticos apresentam intercalações menores e concordantes de biotita e hornblenda gnaisses, onde os contatos são ora gradacionais, ora abruptos. Seus contatos com as unidades vizinhas são eminentemente tectônicos.

Estruturas

Embora de relativa homogeneidade, os gnaisses graníticos apresentam uma discreta estrutura foliada tendendo a gnaíssica. Esta feição é determinada pela presença de leitos ora enriquecidos em quartzo, podendo ocorrer grandes cristais alongados, ora pela predominância de feldspatos de cores esbranquiçadas e rosa

das, e pela presença de máficos iso-orientados. A granulação também pode apresentar variações, exibindo delgados leitos paralelos entre si, de maior ou menor granulação.

As cores destas rochas estão na dependência do tipo e proporção dos feldspatos que apresentam, sendo na maioria das vezes róseos, devido à riqueza em feldspato potássico róseo. Contudo, na associação litológica (L), constituída pelos gnaisses graníticos e biotita gnaisses, a SE da área, ocorre uma grande variação na proporção entre os feldspatos potássicos e plagioclásios, manifestando-se numa variação das cores destas rochas. Neste caso, predomina a cor cinza-esbranquiçada pela riqueza em plagioclásios. De modo geral, pelo intemperismo, estas rochas produzem um material areno-argiloso esbranquiçado.

Devido à sua maior homogeneidade, são mais resistentes à erosão e formam morros ovalados ou irregulares.

Textura

A textura destas rochas é essencialmente granoblástica, mais ou menos cataclástica. A granulação é média, com variações locais tanto para fina quanto para grossa. Apresentam características de recristalização metamórfica, falta de idiomorfismo da maior parte dos minerais componentes e bom engrenamento dos cristais. Os grãos de quartzo nas concentrações monomineráliças são um tanto alongados e se dispõem paralelamente às camadas. Os leitos de quartzo exibem, de maneira mais comum, textura granoblástica pavimentosa com justaposição perfeita dos grãos. O alongamento nos demais minerais não é pronunciado, com exceção das biotitas e raros anfibólios que ressaltam a foliação das rochas. Algumas vezes as biotitas se mostram orientadas segundo duas orientações, o que atesta superposição de pelo menos duas fases de eventos tecto-termais nas mesmas rochas.

Também nos gnaisses graníticos, o aspecto geral sugere que houve milonitização antiga com posterior recristalização, ou que a recristalização foi acompanhada de fortes deformações tectônicas, tendo aquela superado esta. Tanto nos gnaisses graníticos como nos biotita gnaisses da unidade situada a SE da área, a textura reflete uma história geológica um tanto diferente das demais rochas. É frequente, em secções delgadas, a presença de

grãos de quartzo microdobrados, associados à textura de fluxo (Microfoto 1), evidenciando um meio de elevada plasticidade.

Evidências de cataclase pós-cristalina são freqüentes e se manifestam principalmente pela microgranulação, extinção ondulante anormalmente forte, deformações de geminação, microfalhas, epidotização e cloritização.

Mineralogia

Estas rochas são diferenciadas mineralogicamente dos demais gnaisses, por apresentarem baixo teor em máficos, normalmente inferior a 5%. São compostas essencialmente por quartzo, plagioclásio e microclínio, sendo característica a sua riqueza em quartzo. A proporção entre plagioclásio e microclínio é variável, ora havendo uma equivalência entre ambos, ou leve predomínio do microclínio, ora prevalecendo o plagioclásio. Este último caso pode ser observado principalmente nos gnaisses graníticos na unidade a SE da área. Os minerais máficos comuns são a biotita cloritizada, a hornblenda e, subordinadamente, epídoto, clinozoisita, titanita, diopsídio, calcita, granada, opacos, turmalina, apatita e zircão.

O *quartzo* dos gnaisses graníticos apresenta-se de duas formas. Nas camadas monomineralicas mostra granulação mais grosseira, quase sempre recristalizado, constituindo cristais xenomórficos, alongados e de dimensões até centimétricas. A extinção ondulante está quase sempre presente, evoluindo localmente para bandas de deformação, ao lado de fraturas e cordões de inclusões aproximadamente perpendiculares à sua maior dimensão. Uma segunda forma de apresentação do quartzo é a de grãos minúsculos, quase sempre arredondados e espalhados em pequena quantidade pela matriz feldspática. A extinção ondulante é menos pronunciada para estes últimos grãos. O quartzo é pobre em inclusões.

O *plagioclásio* é do tipo sódico e está representado essencialmente pelo oligoclásio. Às vezes pode chegar à andesina sódica. Seus grãos são predominantemente xenomórficos, mais ou menos eqüidimensionais e com bordas irregulares. Suas dimensões são um tanto variáveis, mas quase sempre inferiores a 1,0 mm. A geminação polissintética cerrada, segundo a lei Albita, é

menos freqüente que a dos biotita gnaisses anteriormente descritos, e, quando presente, exibe, muitas vezes, deformações no plano (010). O grau de sericitização é bastante variável, estando praticamente ausente em algumas amostras e sendo intensa em outras, principalmente nos cristais de dimensões maiores. Inclusões são raras, estando presentes algumas de quartzo arredondado.

O *microclínio* constitui cristais xenomórficos, com dimensões variáveis, podendo atingir até 3,0 mm, mas em média inferiores a 1,0 mm. Às vezes pode apresentar-se sob a forma de metablastos subedrais, raramente ultrapassando 1,0 cm na maior extensão. A geminação em grade está quase sempre presente, principalmente nos metablastos. De modo geral são pouco pertíticos, predominando os tipos filme e veio. Pode também ocorrer intercrescimento mirmequítico nas interfácies com o oligoclásio, quase sempre na forma de leque, com a convexidade dirigida para o microclínio.

As inclusões são raras, podendo ocorrer as de plagioclásios sericitizados e quartzo, ambos arredondados. Nos raros fenoblastos ocorrem, ainda, inclusões de biotita e opacos.

A *biotita* ocorre tanto sob a forma de cristais tabulares, quanto constituindo fiapos irregulares nos termos deformados. Praticamente todos os cristais de biotita encontram-se totalmente transformados em clorita. Estas são de coloração verde escura, bastante homogênea, acompanhadas freqüentemente por minúsculos agregados de epídoto e clinozoisita. A transformação pode iniciar nas bordas ou ao longo dos planos de clivagem desenvolvendo-se progressivamente por meio de ramificações, chegando a transformar totalmente os filossilicatos. A biotita e a clorita apresentam-se distribuídas heterogeneamente em pequenos agregados iso-orientados.

A *hornblenda* constitui cristais pequenos, irregulares, de aspecto disseminado, em pequena quantidade, podendo mesmo estar ausente. Apresenta as mesmas características observadas nos biotita e hornblenda gnaisses do arcabouço rochoso. É representada principalmente pela variedade verde, fortemente pleocróica. Localmente forma-se às custas do diopsídio, poden-

do observar-se todas as passagens entre a reação inicial e a transformação quase total do diopsídio em honblenda. Esta hornblenda neo-formada é mais cinzenta que as demais. Também é comum a transformação parcial da hornblenda em biotita, e desta para clorita, ou diretamente para clorita e epídoto. Todas estas transformações evidenciam uma vez mais o retrometamorfismo que afetou toda a área.

Epídoto e *clinozoisita*, ocorrem principalmente como produtos de transformação do plagioclásio, e subordinadamente da hornblenda. Constituem cristais anedrais a suedrais, eqüidimensionais, com tamanho médio de 0,2 mm. As relações entre o epídoto e a clinozoisita, e destes com os outros minerais, são as mesmas descritas anteriormente para os biotita e hornblenda gnaisses.

O *diopsídio*, representado por raros cristais subedrais e anedrais, foram verificados em algumas amostras oriundas das proximidades da Serra das Águas Claras. O tamanho dos cristais, ao longo de *c*, situa-se ao redor de 0,3 mm. O diopsídio é neutro ou levemente esverdeado, neste caso desprovido de pleocroismo, caracterizando-se pela maior ou menor transformação em hornblenda.

A *calcita*, também presente em amostras provenientes das proximidades da Serra das Águas Claras, representa menos de 1% das amostras. Os cristais são anedrais, de até 0,3 mm, e ocorrem associados principalmente aos plagioclásios, ou em forma de preenchimento ao longo dos planos de clivagem da hornblenda, ou dos planos de geminação dos plagioclásios. A sua ocorrência limita-se a áreas de minerais alterados ou exibindo adiantada fase de transformação metamórfica. Neste caso sugere tratar-se de mineral liberado pelas reações metamórficas.

Titanita e opacos. São acessórios comuns, predominando quase sempre a titanita. Os opacos são representados pela magnetita sob a forma de pequenos cristais sub-e anedrais. Já na titanita são comuns as formas euedrais e a geminação polissintética. Ocorrem tanto sob a forma de cristais independentes quanto intimamente associados à horblenda e ao epídoto.

A *granada* é do tipo almandina, rosa em secções delgadas, onde constitui pequenos e raros cristais, algumas ve-

zes deformados, geralmente isentos de inclusões. Ocorre preferencialmente associada à biotita. A *muscovita* é muito rara, aparecendo sob a forma de pequenos cristais tabulares.

Ocorrem ainda cristais subedrais a anedrais de apatita, além de zircão, turmalina e alguma allanita.

Origem

Os gnaisses graníticos, que se apresentam intercalados com as rochas tipicamente metassedimentares da associação litológica (B), devem ter-se originado a partir de material sedimentar. Esta conclusão encontra apoio no fato destes gnaisses graníticos se apresentarem sob a forma de lentes ou camadas dispostas concordantemente com as demais rochas metassedimentares, com as quais exibem, muitas vezes, contatos gradacionais. A alta percentagem de microclínio para alguns destes corpos, o que não é normal para as litologias do Grupo Amparo, pode representar uma variação faciológica da rocha sedimentar original. Poderia também representar o efeito de uma feldspatização potássica, como no caso do gnaisse granítico do km 35,3 da rodovia Itapira - Lindóia, que encontra-se em contato com biotita gnaisse porfiroblástico aparentemente afetado por metassomatismo potássico. Este gnaisse granítico apresentou idade de 2.085 ± 88 m.a. (Figura 19).

No caso dos gnaisses graníticos integrantes das associações litológicas (L) e (M), torna-se difícil tecer considerações a respeito de seu material original. Estas associações litológicas caracterizam-se pela ausência de sequências nitidamente metassedimentares. A presença de corpos com equivalência, ou mesmo predominância do microclínio em relação ao plagioclásio, deve refletir materiais originais diferentes. A falta de idiomorfismo dos minerais, principalmente do plagioclásio, também não deve servir como critério para determinar sua origem, tendo- se em vista a complexa história metamórfica destas rochas. Portanto, até o momento, não é possível dizer se os gnaisses graníticos destas associações litológicas, originaram-se a partir de rochas puramente sedimentares, ou em parte ígneas.

5. Gnaisses Pegmatíticos

Generalidades

Recebem esta designação pelo fato de apresentarem uma granulação mais grosseira que o gnaisse normal da área, conferindo um aspecto pegmatítico a estas rochas. Não constituem massas maiores, estando as ocorrências limitadas, na maioria das vezes, a concentrações de pequenas manchas, associadas principalmente aos gnaisses graníticos. Excepcionalmente, constituem faixas contínuas ou descontínuas, de forma mais ou menos irregular, com dimensões de uma a duas dezenas de metros de espessura e algumas centenas de metros de extensão, como no caso da ocorrência situada próximo à margem esquerda do Rio do Peixe, a NE da Fazenda São Jerônimo. Assumem a configuração de pequenas lentes, nódulos, concreções e bolsões ovalados a irregulares, com algumas dezenas de metros. Estas rochas foram observadas principalmente nos arredores da Fazenda da Fortaleza. Uma das ocorrências, situada na encosta E da Serra do Matão, encontra-se atualmente em fase de pesquisa para verificar sua viabilidade econômica.

Descrição

Estas rochas são esbranquiçadas e, às vezes, com tonalidades rosadas. A nível de afloramento é bem visível uma estrutura gnaíssica. São compostas essencialmente por quartzo e feldspatos. Os máficos acham-se concentrados sob a forma de delgados leitos descontínuos ou agregados nodulares achatados, constituídos pela hornblenda e alguma biotita. Resultam provavelmente da segregação metamórfica dos minerais siálicos. Estes leitos encontram-se mais ou menos paralelos entre si, ressaltando a gnaissificação da rocha.

A textura é do tipo granoblástica, com granulação variando entre 0,5 e 1,0 cm para o quartzo e os feldspatos, sendo menor para os máficos. Não ocorre uma individualização de leitos ricos em quartzo e ricos em feldspatos, mas uma distribuição heterogênea entre estes minerais. Macroscopicamente, os feldspatos constituem, na maioria das vezes, áreas contínuas e muito homogêneas onde os cristais perdem a sua individualidade. Também a textura cataclástica é freqüente nestas rochas.

A passagem dos termos grosseiros para os de granula

ção normal é geralmente difusa, raramente abrupta, e se dá por uma gradativa redução na dimensão dos cristais de quartzo e feldspatos.

O material resultante do intemperismo é de um branco característico, de composição caolinítica e contendo grãos de quartzo.

Composição

São rochas de composição extremamente simples, constituídas basicamente por quartzo e feldspatos, com concentrações principalmente de hornblenda e filmes de biotita. Entre os feldspatos há uma leve predominância do microclínio sobre o plagioclásio, situação esta que se inverte próximo aos contatos. Os acessórios são: apatita, titanita, opacos e epídoto.

Descrição dos principais componentes

O *microclínio* constitui cristais xenomórficos, irregulares, tendendo a formas laminadas, com dimensões freqüentemente maiores que 5,0 mm. A geminação em grade é comum, assim como pertita em filme e veios. São frequentes as inclusões de plagioclásio e quartzo arredondados, e mesmo de hornblenda. É comum o intercrescimento mirmequítico no contato entre microclínio e oligoclásio, com quartzo vermicular estendendo-se praticamente por todo o cristal de oligoclásio.

O *plagioclásio*, representado pelo oligoclásio, forma cristais xenomórficos a irregulares, com dimensões pouco menores que os de microclínio. Encontra-se quase sempre desprovido de geminação, e invariavelmente com sinais de sericitização e pontos de epidotização. É pobres em inclusões.

O *quartzo* ocorre sob a forma de cristais irregulares a ovalados, tendendo a formas laminadas, com dimensões muito variáveis, atingindo até 4,0 mm ou mais, e raramente constituem leitos contínuos. Caracteriza-se pela extinção ondulante. O contato entre os grãos vizinhos é suturado. Mostra-se freqüentemente fraturado e microgranulado. De modo geral, não apresenta inclusões de outros minerais.

A *hornblenda* constitui cristais prismáticos, com bordas irregulares e aspecto corroído. Pode atingir até mais de 3,0 mm ao longo de *c*. Está representada pela variedade verde, fortemente pleocróica. Em certos locais ocorre em associação íntima com a biotita, podendo haver interpenetração mútua, com contatos nítidos, ou intercrescimento paralelo, com contatos difusos, o que denota sua passagem para biotita. Também pode apresentar- se intercrescida internamente com clorita. São frequentes as inclusões de quartzo e titanita.

A *biotita* ocorre sob a forma de cristais tabulares, quando intimamente associada à hornblenda, e constituíndo fiapos, quanto isoladas. Os cristais deformados encontram-se intensamente cloritizados. A biotita apresenta fraco pleocroísmo e mostra disposição subparalela segundo S.

Como *acessórios* ocorrem a titanita subedral a anedral, com dimensões máximas de 0,5 mm, preferencialmente inclusa nas bordas da hornblenda. Raros cristais pseudo-hexagonais de apatita e opacos aparecem disseminados em associação com biotita. O epídoto se apresenta como pequenos grãos arredondados, na maioria das vezes associados ao plagioclásio e à hornblenda.

Considerações Finais

Observando-se a localização destes tipos grosseiros na área, nota-se que eles ocorrem preferencialmente próximo aos ápices de faixas dobradas, que representam áreas de maior alívio de pressão. Macroscopicamente, nota-se a presença de concentrações de máficos com contatos difusos em relação aos félsicos que apresentam textura pegmatítica. Os corpos são na maioria das vezes de pequenas dimensões e gradacionam lateralmente para rochas de granulação normal, ao mesmo tempo que parece haver um decréscimo no teor de feldspato potássico.

Esses fatores, aliados à ausência de corpos magmáticos nas proximidades, sugerem, para esses gnaisses pegmatíticos, uma origem a partir de uma segregação metamórfica. Esta, por sua vez, seria acompanhada da migração local de íons de potássio por meio de soluções que teriam fluído de áreas de maior pressão com direção às de menor, devido a esforços compressivos durante uma fase de dobramento, acompanhada de recristalização.

6. Biotita (± granada) xistos

Generalidades

Estas rochas, embora pouco expressivas em volume, são comuns em grande parte da área abordada. Foram observadas as seguintes relações de campo:

- Lentes ou leitos intercalados concordantemente com os biotita gnaisses, biotita-hornblenda gnaisses, quartzitos e mármores calcíticos, principalmente das associações litológicas (A), (B), (C), (D), (E) e (J) que abrangem a maior extensão da área em foco. Estas ocorrências são de espessuras reduzidas, normalmente submétricas e distribuídas irregularmente nas várias unidades. Só excepcionalmente, como na associação litológica (E)constituída pelos biotita gnaisses com intercalações de anfibolitos e biotita xistos, alguns leitos atingem espessuras entre uma e duas dezenas de metros. Nesta unidade, as melhores exposições situam-se no Córrego do Cerro Azul, a SW da Fazenda do Bom Café. Entre outras, podem ser vistas boas exposições na Fazenda da Fortaleza, onde estas rochas ocorrem intercaladas com os mármores calcíticos.

- Constituindo alguns corpos mapeáveis a E e SE da área. Representam locais bastante intemperizados, com topografias que se destacam pela sua maior suavidade. O contato desses corpos com outras litologias pode ser tanto tectônico quanto transicional. No último caso, a transição se dá, de modo especial, pela redução da biotita e enriquecimento em feldspatos. Alguns afloramentos pouco alterados podem ser observados no corpo situado a E da Serra dos Coutos, já no Estado de Minas Gerais.

Nomenclatura

A classificação destas rochas como xistos, foi baseada na nomenclatura apresentada por Winkler (1976, pp. 326), onde os filossilicatos constituem mais de 50% da rocha e os feldspatos menos de 20%, além de sua típica clivagem xistosa.

Descrição macroscópica

Os biotita xistos caracterizam-se pelo acentuado de

senvolvimento da estrutura xistosa, que lhes imprime feições onduladas e corrugadas. São rochas cinza escuras ou cinza esverdeadas, exibindo granulação de média a grossa. Alguns leitos ricos em metablastos de granadas com até mais de 1,0 cm de diâmetro, foram observados unicamente no corpo a E da Fazenda dos Coutos, ao longo da estrada que leva para a referida Fazenda.

Sempre acompanhando a xistosidade destas rochas, é comum a ocorrência de leitos de quartzo de segregação metamórfica, com espessuras variando desde 1 - 2 cm até quase uma dezena de centímetros. Estes leitos pode se apresentar lentiformes e regulares, contínuos ou esparsos e, muitas vezes, com microdobramentos e "boudinage".

Acompanhando ou não a xistosidade e como uma conseqüência da segregação metamórfica, encontram-se ainda em certos locais, leitos pegmatíticos de 5 a 20 cm de espessura, contendo quartzo, feldspatos e biotita.

O material de alteração intempérica é de cor vermelha e às vezes com tonalidades amareladas, predominantemente argiloso e um tanto rico em grãos de quartzo.

Composição e Textura

A composição dos biotita xistos é relativamente simples, predominando amplamente a biotita entre os máficos, podendo em muitos casos ser o único máfico presente. A hornblenda, também bastante comum, apresenta teores muito variáveis, podendo mesmo estar ausente. Localmente, ocorrem alternâncias contínuas entre leitos milimétricos de biotita e de hornblenda. Entre os félsicos o quartzo é o mineral principal, sendo o feldspato representado essencialmente pelo plagioclásio e raramente pelo microclínio. Ocorrem ainda granada, opacos, titanita, apatita e epídoto.

No seu conjunto, a textura destas rochas é lepidoblástica, porém as zonas mais quartzosas, quando examinadas individualmente, mostram seu caráter granoblástico. Textura porfiroblástica é de carater local e restrita e alguns leitos com fenoblastos de granada, no corpo a E da Fazenda dos Coutos. Em quase todas as amostras examinadas a biotita mostra-se freqüentemen

te esmagada e o quartzo com acentuada recristalização e deformação.

Descrição dos principais componentes

A *biotita* está representada principalmente por cristais tabulares, com dimensões bastante variáveis, podendo atingir até 2,0 cm, mas em média entre 0,4 e 0,7 mm. Fortemente pleocróica, com X - castanho-amarelado e Z - castanho-escuro. Na presença da textura porfiroblástica, a biotita amolda-se ao redor dos metablastos de granada e exibe-se sob a forma de fiapos de tamanho variável, freqüentemente deformadas.

Algumas vezes, a biotita ocorre intercrescida transversalmente com a hornblenda, o que pode indicar uma certa recristalização pós-tectônica. Nas ocorrências ricas em hornblenda, é freqüente uma acentuada biotitização deste mineral. Observam-se todas as passagens entre uma reação incipiente e uma transformação quase total da hornblenda em biotita. A biotita neo-formada apresenta menor pleocroismo e formas mais irregulares. Este fenômeno foi observado em amostras provenientes principalmente de leitos xistosos, situados ao S da Fazenda da Fortaleza.

O intercrescimento paralelo com a clorita é pouco pronunciado. Subordinadamente, as biotitas se mostram orientadas segundo duas direções, com um ângulo de aproximadamente 30º entre si.

É um mineral pobre em inclusões, podendo apresentar pequenos cristais de hornblenda, titanitas euedrais, principalmente nas biotitas cloritizadas, e opacos sob a forma de pequenos grãos disseminados.

A *hornblenda* constitui normalmente cristais de hábito lamelar, com dimensões que podem ultrapassar 4,0 mm na sua maior extensão. É representada pela variedade verde, de forte pleocroísmo. Pode apresentar inclusões de quartzo arredondado e menos freqüentemente grãos de plagioclásio, apatita e titanita.

A *granada*, de um vermelho vivo em amostras de mão, mostra tons rosados em secções delgadas. É um mineral raro, ocorrendo principalmente sob a forma de pequenos cristais geralmente

euedrais, arredondados, contendo ou não inclusões. Localmente, como no corpo situado a E da Fazenda dos Coutos, ocorre sob a forma de fenoblastos arredondados, atingindo até mais de 1,0 cm de diâmetro. A granada ocorre concentrada nos leitos mais biotíticos e os seus fenoblastos geralmente deslocam a biotita que então se amolda ao seu redor. Raramente inclui parte de biotita. Ao longo das fraturas das granadas ocorrem, com freqüência, finos veios de clorita, tornando-se difícil estabelecer se trata-se de fenômenos de intemperismo ou de reação metamórfica.

O *quartzo*, quase sempre recristalizado, é xenoblástico, com formas irregulares, amebóides ou mesmo laminados, exibindo em todas as formas a extinção ondulante. Estes últimos, quase sempre com bandas de deformação e bordas serrilhadas, atingem dimensões até centimétricas. Grãos recristalizados com extinção ondulante implicam em, pelo menos, duas fases de deformação tectônica, uma levando à formação dos metablastos e a outra deformando-os. Nos cristais maiores, o quartzo engloba pequenas lamelas de biotita ao recristalizar.

Entre os *feldspatos* predomina o plagioclásio do tipo oligoclásio cálcico. Estes são xenomórficos com dimensões médias de 0,5 - 0,6 mm e quase sempre desprovidos de geminação. Em certos locais, mostram acentuada serecitização e pontos de epidotização. Apresentam inclusões de quartzo arredondado e raros cristais de biotita e hornblenda principalmente nas bordas. O microclínio é bastante raro e constituí cristais anedrais de pequenas dimensões, associados aos leitos mais quartzosos. Podem ou não apresentar geminação e são pobres em inclusões.

A *titanita* ocorre como cristais euedrais ou disseminadas em pequenos grânulos. Os cristais maiores chegam a atingir até 1,0 cm e estão freqüentemente associados à biotita ou à hornblenda. Os *opacos* são abundantes, exibindo formas irregulares, esqueléticas e grãos disseminados associados principalmente à biotita. O *epídoto*, na forma de pequenos grãos arredondados, ocorre principalmente como produto da transformação do plagioclásio e subordinadamente da hornblenda. A *apatita* é de ocorrência restrita.

Natureza pré-metamórfica

A natureza destas rochas, representada pela alta

percentagem de biotita associada ao elevado teor de quartzo, não deixa dúvidas quanto à origem sedimentar pré-metamórfica para os biotita xistos. A presença de faixas com teores variáveis de hornblenda, indica que estas rochas se formaram como produto do metamorfismo regional agindo sobre rochas pelíticas com porções de grauvacas.

7. Quartzitos

Generalidades

Em grande parte da área abordada, é comum a ocorrência de quartzitos mais ou menos feldspáticos. Estão distribuídos da seguinte forma:

- Constituíndo numerosas lentes ou leitos de dimensões variáveis, de decimétricas a métricas, encaixadas concordantemente com os biotita e hornblenda gnaisses do arcabouço. Estas são abundantes nas associações litológicas (B) e (D), estando praticamente ausentes nas demais. Pelas suas dimensões não foram representadas na carta geológica, mas incluídas na associação litológica da unidade correspondente.

- Constituíndo horizontes mais ou menos contínuos, que vão desde algumas dezenas até uma centena de metros de espessura, ritmicamente intercalados com as rochas do arcabouço. Esses horizontes são concordantes com a estrutura regional e paralelos entre si. Devido à sua maior resistência ao intemperismo sobressaem na topografia, chegando a desenvolver serras escarpadas nos leitos mais possantes.

As ocorrências mais expressivas estão representadas respectivamente por uma faixa contínua com disposição geral NE-SW, na parte N-NW da área, e na seqüência dobrada representando o nariz do sinclinal a E-NE da cidade de Itapira. Além destas, estão presentes várias outras seqüências de maior ou menor expressão, também representadas no mapa geológico-estrutural anexo, que guardam estreita relação com determinadas associações litológicas, no caso, principalmente as representadas pelas associações (B) e (D).

Os quartzitos freqüentemente mostram boas exposi

ções. Dentre elas podemos citar a situada logo à esquerda da rodovia Mogi-Mirim-Itapira, cerca de 1 quilometro da borda leste da área; as presentes na rodovia Itapira-Jacutinga; em muitos trechos das estradas de fazendas que cortam perpendicularmente as estruturas da seqüência dobrada a NE de Itapira, bem como em muitos trechos de quase todas as estradas de terra que cortam a faixa situada a N-NW da área.

A taxa de quartzitos sofre uma redução progressiva de oeste para leste, fato este confirmado também por incursões realizadas além da área mapeada, o que vem corroborar as afirmações de Wernick (1967) e Wernick e Penalva (1973).

Relação de contato

Invariavelmente, tanto os leitos delgados quanto os horizontes mais possantes acham-se dispostos concordantemente com os gnaisses fitados e bandeados. No campo, observa-se uma nítida passagem gradativa entre os quartzitos e os gnaisses do arcabouço, que se dá pelo surgimento e/ou incremento principalmente de biotita e feldspatos, e desaparecimento progressivo da muscovita nos quartzitos portadores deste mineral. Muito raramente o contato é abrupto, podendo no entanto a seqüência ser interrompida muitas vezes por falhamentos. Fato curioso foi notado com relação aos horizontes mais espessos, que, muitas vezes, apresentam lateralmente intercalações quartzíticas com espessuras cada vez mais reduzidas, refletindo uma transição, em escala maior, das faixas quartzosas para os gnaisses. Nestes casos a distribuição dos leitos não é simétrica, estando os horizontes mais possantes deslocados para um ou para outro lado.

O contato de transição pode ser observado, também no sentido longitudinal, nos corpos não interrompidos tectonicamente. Assim nos corpos situados ao sul, a leste e a noroeste de Itapira, bem como o corpo localizado na metade inferior do mapa, a leste da Fazenda do Jardim, os horizontes ou leitos vão sofrendo redução nas suas espessuras até diluirem-se nos gnaisses do arcabouço.

Nomenclatura

Tendo em vista os contatos gradacionais com os outros tipos litológicos e a heterogeneidade apresentada por estas rochas na sua composição, incluímos sob o termo quartzito todas as rochas contendo mais de 60% de quartzo. A determinação de tal porcentagem foi realizada de forma estimativa, tanto no campo como no laboratório, em amostras de mão e secções delgadas.

Descrição

Os quartzitos da região de Itapira apresentam aspectos gnáissicos e caracterizam-se pela heterogeneidade, tanto no tocante à composição quanto à granulação. Assim ocorrem quartzitos puros, representando a fração menor, ocupando normalmente as partes centrais dos horizontes mais espessos; muscovita quartzitos,como os tipos litológicos mais frequentes, podendo ou não ser feldspáticos, e biotita quartzitos feldspáticos com ou sem muscovita. Estes últimos foram verificados nas zonas de transição com os gnaisses. Nos quartzitos feldspáticos o teor do feldspato varia de leito para leito, podendo corresponder ao componente mais importante. Os leitos são de dimensões variáveis, desde centimétricos a métricos, e a granulação varia de fina a grossa. A muscovita, mineral freqüente, ocorre em linhas milimétricas descontínuas, orientadas sub-paralelamente ressaltando a foliação. O espaçamento dessas linhas de muscovita é bastante variável, desde cerrada até dezenas de centímetros.

A cor também é muito variável, ocorrendo tanto tipos esbranquiçados, quanto cinzentos e amarelados. Os termos alterados apresentam-se manchados devido à alteração do feldspato.Como efeito da milonitização,que muitos quartzitos exibem, são comuns os termos vítreos. Estes quanto decompostos, dão origem a um material quartzoso muito fino. É o caso de certas faixas quartzíticas situadas no corpo a NW da área, próximo à zona de transcorrência de Jacutinga mais intensamente afetadas pelo tectonismo.

Textura e mineralogia

Os quartzitos apresentam textura granoblástica elongada (Spry, 1974, pp. 263), resultante de uma recristalização total do quartzo que deve ter-se processado por um longo período

de tempo, sob influência de esforços de compressão. O desenvolvimento subparalelo dos cristais alongados de quartzo reflete a foliação apresentada por estas rochas. Por outro lado, estas litologias exibem, com frequência, um acentuado efeito cataclástico pós cristalino com incipiente recristalização, evidenciado principalmente por grãos de quartzo com extinção ondulante, fraturas, zonas de esmagamento com grãos laminados e textura em pacote (Microfoto 5), além de muscovitas sob a forma de fiapos.

Microfoto 5 - Muscovita quartzito com grãos de quartzo fraturados, extinção ondulante e bandas de deformação. Nicois X, aumento 10x.

Como mencionado, os quartzitos são rochas constituídas predominantemente por quartzo, podendo, em muitos casos, ser o único mineral presente. Os feldspatos são representados tanto pela variedade potássica, sob a forma de microclínio, quando sódico-cálcica sob a forma de oligoclásio básico. Observa-se a presença generalizada de muscovita em quantidades variáveis, nunca ultrapassando a 10% do total das amostras. Como acessórios ocorrem ainda: biotita, restrita às faixas de transição dos quartzitos, opacos, zircão e epídoto.

O *quartzo*, fortemente recristalizado, é quase sem-

pre alongado, com dimensões médias entre 0,7 a 0,9 mm segundo a maior extensão, podendo localmente atingir dimensões centimétricas em grãos laminados. Os contatos entre grãos vizinhos são serrilhados a suturados, podendo mesmo ser sub-planares com freqüentes junções de pontos tríplices. Cordões de inclusões, aproximadamente perpendiculares à maior dimensão, são localmente comuns, devendo ser interpretados como fraturas cicatrizadas (Tuttle, 1949), correspondendo à deformação para-cristalina. A freqüente presença de extinção ondulante e de grãos deformados indica que os quartzitos sofreram deformações pós-cristalina.

Os cristais de quartzo apresentam comumente inclusões de minúsculas lamelas de muscovita, iso-orientadas paralelamente à sua maior extensão, e raros opacos disseminados.

O *oligoclásio* constitui cristais anedrais sub- arredondados, quase sempre desprovidos de geminação, intensamente sericitizados e freqüentemente epidotizados. São raras as inclusões de quartzo arredondado.

O *microclínio*, em cristais anedrais irregulares a subarredondados, mostra discreta geminação cruzada, compondo,juntamente com o oligoclásio, os leitos feldspáticos. O tamanho dos grãos dos feldspatos é mais ou menos igual e normalmente maior que o do quartzo. O microclínio é pouco pertítico e pobre em inclusões.

A *muscovita* ocorre na forma de delgadas lamelas alongadas, constituíndo pequenos agregados iso-orientados, exibindo freqüentemente duas direções. A direção paralela à foliação geral dos quartzitos é inteiramente predominante. A segunda orientação forma com a primeira ângulos normalmente em torno de 30º. A intensidade e dimensão das lamelas variam segundo a localização geográfica das amostras examinadas. Assim, a oeste, são mais abundantes e de maiores dimensões, podendo atingir 3 a 4 mm, diminuindo de intensidade e tamanho para leste, onde culminam com minúsculas lamelas que dificilmente ultrapassam a 0,3 mm. De modo geral, exibem maior ou menor efeito de esforços tectônicos, apresentando-se curvadas, fraturadas, cisalhadas e mesmo reduzidas a fiapos.

A *biotita* ocorre praticamente restrita aos leitos de transição dos horizontes mais espessos de quartzitos para os

gnaisses. Mostra-se tectonicamente esmagada e intensamente cloritizada. Os *acessórios* são representados pelos opacos, em grãos alongados ou esqueléticos associados predominantemente à muscovita, pelo epídoto, disseminado no oligoclásio, e por raros cristais ovais a arredondados de zircão.

Natureza pré-metamórfica

Como descrito anteriormente, nota-se que estas rochas apresentam uma série de características, quais sejam:

- presença ou ausência de feldspatos;
- leitos com teores variáveis em feldspatos;
- aparecimento mais ou menos generalizado de muscovita;
- contatos geralmente gradacionais com os biotita e hornblenda gnaisses, com os quais exibem nítida ritmicidade.

Estes dados sugerem que o material pré-metamórfico era constituído por arenitos mais puros alternados com leitos de arenitos feldspáticos, ambos com matriz pouco argilosa e interacamados com espessas seqüências areno-pelíticas impuras.

8. Anfibolitos

Generalidades

Em toda área estudada, é comum a ocorrência de anfibolitos que guardam as seguintes relações de campo:

- Anfibolitos cortando as outras rochas metamórficas. São pouco expressivos e raros, sendo observados geralmente compondo corpos tabulares com espessuras inferiores a um metro. As melhores exposições situam-se ao sul da Fazenda do Bom Café, na estrada de terra que liga esta à Fazenda Santa Maria, a NE da área, e na rodovia Itapira-Lindóia, na Fazenda Cristália, em frente à Clínica de Repouso.

- Corpos concordantes ou ligeiramente discordantes, geralmente tabulares embutidos em outras rochas metamórficas. Os

jazimentos são de dimensões muito variáveis, desde poucos decímetros a várias dezenas de metros de espessura e estendem-se por até várias centenas de metros. Estes corpos apresentam contatos bruscos em relação às outras rochas, com exceção de um corpo em forma de lente, situado no km 34 da Rodovia Itapira-Lindóia, que gradaciona para hornblenda gnaisse. A concentração destes anfibolitos, na área, é muito variável. Assim, em certos locais são bastante raros, enquanto que em outros ocorrem em quantidades razoáveis. Também parecem diminuir em intensidade tanto de sul para norte quanto de oeste para leste, a partir das imediações de Itapira. Concentrações particularmente grandes encontram-se ao sul da rodovia Itapira-Lindóia, à esquerda do Ribeirão da Penha; ao sul da Fazenda do Jardim, próximo à parte terminal do nariz do sinclinal a NE de Itapira, e imediatamente ao N da pedreira localizada na Fazenda da Fortaleza. Bonitas exposições individuais de corpos tabulares podem ser observados na rodovia Itapira-Lindóia, onde o Rio do Peixe se aproxima pela primeira vez da rodovia, no km 35,3, e na mina situada a W da Fazenda Cristália, além de numerosas outras ocorrências.

Descrição macroscópica

Os anfibolitos são rochas densas, verde escuras, de grã variável entre fina e média, sendo esta predominante. Raras vezes observa-se uma mudança da granulação numa mesma amostra. Quando intemperizados exibem cor verde amarelada ou ocre característica. A textura é predominantemente nematoblástica e a estrutura freqüentemente xistosa, principalmente nos termos mais ricos em hornblenda.

Descrição microscópica

Os anfibolitos examinados podem ser separados em dois grupos:

A. Andesina anfibolitos
B. Diopsídio andesina anfibolitos

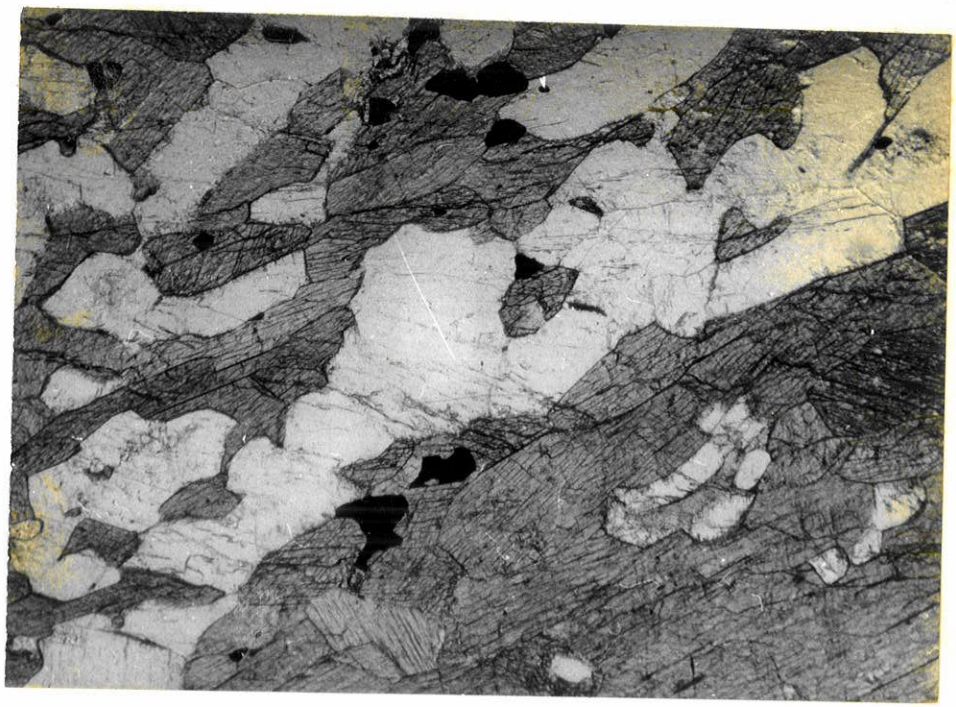
A. Andesina anfibolitos

Estas rochas exibem, de modo geral, grande homogeneidade nas características mineralógicas em toda a área estudada. São rochas de textura granoblástica, observando-se quase sempre vestígios de uma textura granular pré-metamórfica (Microfoto 6).

São compostos essencialmente por hornblenda e plagioclásio. A *hornblenda* é fortemente pleocróica com X-verde amarelo, Y-verde castanho ou verde e Z-verde. O teor de hornblenda varia aproximadamente entre 45 e 70%. Constitui cristais subedrais e anedrais, estes subordinadamente de tamanho constante entre 0,4 e 0,5 mm ao longo de *c*. Em alguns casos o tamanho dos cristais de hornblenda pode variar de leito para leito,(Microfoto 7). Estes cristais apresentam-se iso-orientados. Inclusões, geralmente de opacos, e intercrescimento com plagioclásio são raros. Quando ocorre clorita, este mineral exibe relações de reação com a hornblenda.

Microfoto 6 - Andesina anfibolito, notando-se vestígios de textura granular. Nicois//, aumento 25x.

O *plagioclásio* é o segundo mineral em importância, podendo mesmo tornar-se o mais freqüente. O tipo de plagioclásio



Microfoto 7 - Andesina anfibolito. Contato entre leitos de cristais grandes e pequenos de hornblenda. Nicois//, aumento 10x.

varia aproximadamente entre oligoclásio básico e andesina básica, mas com predominância em andesina ácida. Com freqüência, o plagioclásio se mostra sericitizado, principalmente nas amostras portadoras de clorita, e quase sempre geminado segundo a lei Albita. Inclusões são raras. O contato com hornblenda e andesina dá-se por justaposição ou raramente por intercrescimento.

O *quartzo* constitui cristais anedrais, exibindo fraca extinção ondulante. Seu teor é muito variável, sempre inferior a 10%, podendo mesmo estar ausente. Quando falta geminação no plagioclásio, os cristais diminutos facilmente se confundem com os do quartzo.

A *clorita* está presente em raros casos. Pleocroísmo intenso com X-verde amarelo e Z-verde vivo. Extinção reta e cor de birrefringência anômala cinza-azul clara. A clorita forma, em alguns casos, grandes metablastos de disposição radial. Pequenas inclusões de titanita são raras.

Os cristais de *epídoto* são raros, anedrais, verde amarelados, fracamente pleocróicos e mostram cores de birrefrin

gência anômalas. Ocorrem quase sempre associados à hornblenda em amostras com plagioclásios sericitizados. Não se pode estabelecer com precisão se o epídoto faz parte da paragênese primária ou se corresponde a um mineral originado da transformação da hornblenda.

Titanita e opacos ocorrem em teores variáveis, tendo sido observados anfibolitos praticamente isentos destes minerais, anfibolitos portadores somente de titanita ou somente de opacos e anfibolitos apresentando os dois minerais.

Os opacos ocorrem quase sempre sob a forma de cristais anedrais, e, em alguns casos, com formas esqueléticas atingindo até 1,0 mm. Entre a titanita formas euedrais são comuns.

Sericita é muito rara, sendo proveniente da transformação do plagioclásio.

B. Diopsídio andesina anfibolitos

Estão presentes em número muito inferior ao dos andesina anfibolitos, e estão aparentemente restritos a algumas ocorrências a oeste e sudoeste da Fazenda Cristália.

Os diopsídios-andesina anfibolitos diferem dos anteriores apenas pela presença de um piroxênio neutro ou levemente esverdeado. Os cristais são subedrais e anedrais e ligeiramente maiores que os de hornblenda. Esta é a mesma dos andesina anfibolitos. O plagioclásio está representado essencialmente pela andesina ácida. Sericitização e geminação segundo a lei da Albita são comuns. Quartzo ocorre em teores variáveis, sempre em pequenos cristais anedrais. Epídoto e clorita não foram verificados. Titanita e opacos são raros, ocorrendo sob a forma de diminutos cristais ovalados a irregulares. Microclínio, constituindo raros cristais irregulares, só foi encontrado em uma amostra na mina, a E da Fazenda Cristália.

A textura dos diopsídio-andesina anfibolitos é mais irregular que a dos andesina anfibolitos. A disposição dos cristais é mais caótica e os contatos são mais irregulares.

A principal característica destas rochas consiste na transformação do diopsídio em hornblenda. A reação pode

iniciar-se tanto nas bordas quanto no interior do piroxênio. Geralmente ocorrem vários núcleos de reação dispostos freqüentemente ao longo de planos de clivagem do diopsídio. Esta transformação é acompanhada pela sericitização do plagioclásio.

Material pré-metamórfico dos anfibolitos

Tanto os anfibolitos concordantes quanto os discordantes caracterizam-se por uma composição mineralógica bastante homogênea, granulação predominantemente fina a média e por vestígios de textura granular pré-metamórfica. Estes fatores adicionadas aos contatos essencialmente abruptos em relação às outras rochas, permitem considerá-las como correspondendo ao produto metamórfico de lavas ou rochas hipo-abissais básicas da fase ofiolítica do ciclo orogenético.

9. Gonditos

Generalidades

Embora os gonditos apareçam como integrantes de várias unidades litológicas que abrangem a maior extensão da área mapeada, eles são mais freqüentes a W, a S e SW da área, sendo relativamente raros nas partes centro-norte e centro-leste. Apresentam a seguinte distribuição:

- Constituíndo na maioria das vezes diminutos leitos ou corpos lenticulares com espessuras desde centimétricas a métricas, encaixadas concordantemente nos muscovita quartzitos e biotita gnaisses. Estes tipos de jazimentos estão presentes, em ordem decrescente de freqüência, como integrantes das associações litológicas (A), (D), (C) e (B). A distribuição destes gonditos dentro de uma mesma unidade é bastante heterogênea, constituíndo normalmente áreas de concentrações que, devido às suas reduzidas espessuras, são pouco expressivas. As melhores exposições situam-se na Rodovia Itapira-Lindóia, logo depois do trevo de Amparo, e em vários pontos da antiga estrada que liga Itapira a Mogi-Mirim, entre Itapira e as rochas da Bacia do Paraná.

- Concentrações de horizontes relativamente possan

tes, com espessuras de algumas dezenas de metros, atingindo no máximo cerca de 50 m de espessura, como no corpo situado mais ao sul da área e a SE da Fazenda do Retiro. Estas concentrações estão representadas na carta geológica, sendo que as localizadas a SE de Itapira apresentam-se intercaladas concordantemente nos biotita gnaisses fitados e bandeados da associação litológica (A), e as situados a NW de Itapira estão encaixadas em muscovita quartzitos e biotita gnaisses da associação litológica (D).Estes últimos foram estudados por Wernick et al. (1976a) e são de caracterização mais difícil dada a ausência de bons afloramentos. Essas ocorrências refletem dois horizontes descontínuos com direções gerais respectivamente NE-SW e NW-SE.

Tanto os gonditos constituintes dos leitos ou lentes de espessuras reduzidas quanto os dos horizontes mais espessos, gradacionam lateralmente para as rochas encaixantes. A transição para os biotita gnaisses se dá pelo incremento sucessivo de feldspato e biotita, e, para os quartzitos, via granada quartzitos, estando estes, por sua vez, intercalados concordantemente nos biotita e hornblenda gnaisses. As lentes gondíticas-quartzíticas mais possantes ressaltam na topografia como pequenas serras retilíneas, mais resistentes à erosão.

Descrição macroscópica

Os gonditos são rochas compostas essencialmente por quartzo e granada. São caracterizados por uma estrutura rítmica, persistente, com leitos de espessura variável, geralmente centimétricos a decimétricos, ora predominantemente quartzíticos, ora muito enriquecidos em granada, ou de composição mista. A granada é vermelha-rósea ou vermelha-castanha, enquanto o quartzo é quase sempre cinzento. A granulação varia de fina a média, podendo localmente ocorrer concentrações de cristais de granada euedrais subcentimétricos. Estas rochas mostram-se quase sempre alteradas para um material quartzoso, pulverulento, rico em óxidos e hidróxidos de manganês.

Descrição microscópica

Os gonditos são de composição muito simples, cons-

tituídos essencialmente por granada e quartzo. Raramente ocorrem associados magnetita e plagioclásio. As rochas ostentam textura granoblástica, predominantemente eqüigranular, tanto de mosaico quanto por interpenetração do tipo serrilhado, predominando esta nas rochas ricas em quartzo e aquela nas mais ricas em granada.

O *quartzo* ocorre normalmente constituíndo cristais pequenos, arredondados, de granulação constante, ao redor de 0,1 mm, com contatos geralmente por justaposição. Nos leitos mais ricos em quartzo, este é ovalado, com extinção ondulante, contatos denteados e medindo em média 0,4 mm. Encontram-se frequentemente esmagado, com formas alongadas, intensamente fraturado e parcialmente recristalizado. Nos leitos mais ricos em granada o quartzo assume forma intersticial.

A *granada* ostenta dimensões variáveis, de leito para leito, podendo localmente atingir alguns milímetros de diâmetro. As formas anedrais predominam amplamente e nos cristais maiores são comuns as inclusões de quartzo. As granadas também exibem deformação de grau variável, evidenciada pela sucessão de leitos microscópicos a centimétricos constituídos por: granadas sem fraturas; granadas com fraturas fechadas; granadas com fraturas abertas e preenchidas por quartzo; e granadas fragmentadas, onde o cristal original é dividido em numerosos fragmentos angulosos e cimentados por quartzo.

Sob a ação do intemperismo a granada libera uma mistura de óxidos e hidróxidos de manganês. Observações microscópicas revelam que o processo se inicia ao longo das fraturas e zonas de esmagamento nas granadas. Os produtos liberados propagam-se pelas rochas, ao longo das fissuras existentes nos minerais, constituíndo pequenos veios, ou ao longo dos contatos entre os grãos de quartzo.

Wernick et al. (1976a) determinaram, para os gonditos de Socorro e Itapira, as seguinte composição em granadas : 41% de espersatita, 34% de almandina e 25% de piropo. Verificaram, também, ampla variação no teor de manganês, de 7,14% a 29,89%, se bem que, localmente, possa atingir concentrações de 53% de manganês metálico. Estes valores são comparáveis aos dados fornecidos por Pires et al. (1970) para ocorrências semelhantes na região de Careaçu (MG), cujos minérios mais ricos ostentam teores entre 32,3 - 47% de manganês.

Ocorrem ainda, subordinadamente, cristais subedrais de *magnetita*, de tamanho variável entre 0,01 e 0,5 mm, quase sempre isolados, e raros cristais anedrais de *plagioclásio* (andesina cálcica (?) sericitizado.

Natureza pré-metamórfica

Os leitos, lentes ou horizontes dos gonditos compostos essencialmente pelo quartzo e granada, associados aos quartzitos e biotita gnaisses fitados e bandeados do arcabouço rochoso, com as quais exibem contatos predominantemente transicionais, indicam que os gonditos são rochas resultantes do metamorfismo regional sobre arenitos manganesíferos.

10. Mármores Calcíticos

Ocorrência

As rochas carbonáticas estão restritas a duas ocorrências pouco expressivas inseridas nos biotita e hornblenda gnaisses do arcabouço rochoso. A principal delas localizada na Fazenda da Fortaleza, a leste da área, constitui um corpo de forma lenticular compostos por quatro leitos, intercalados com biotita xistos. O maior deles chega a atingir cerca de 15 m de espessura. No mesmo corpo ocorrem outros leitos descontínuos de dimensões desprezíveis. Os contatos dos mármores com os metamorfitos são abruptos. Esta ocorrência encontra-se em exploração há mais de duas décadas.

A outra ocorrência é representada por apenas dois leitos respectivamente com cerca de 1 e 2 metros de espessura e com aproximadamente uma dezena de metros de extensão. Situa-se às margens do Córrego da Mata, no limite dos Estados de São Paulo e Minas Gerais, à leste da área. Ela foi explorada e atualmente encontra-se abandonada devido à reduzida quantidade das rochas carbonáticas.

Caracteres Texturais e Estruturais

Macroscopicamente, os mármores são cristalinos, apre

sentando-se de modo geral com coloração branca homogênea a branca acinzentada. A fratura é predominantemente conchoidal a plana ou irregular. A superfície da rocha mostra aspecto sacaróide e a coerência entre os grãos é muito forte.

Estruturalmente, os mármores são concordantes com os demais metamorfitos, exibindo, em escala de afloramento, um vago bandeamento com espaçamento irregular. Em amostras de mão, são relativamente homogêneos, mostrando, às vezes, uma discreta foliação perceptível pela variação no tamanho dos grãos.

Microscopicamente, os mármores mostram uma textura predominantemente granoblástica média, com arranjo em mosaico, granulometria relativamente homogênea, fortemente recristalizada, e com tamanhos compreendidos entre 0,5 a 2,0 mm, esporadicamente atingindo 0,3 mm. São comuns evidências de deformações tectônicas, produzindo localmente delgados leitos descontínuos de esmagamentos e parcialmente recristalizados.

As implicações intergranulares normalmente são suturadas, raramente planas, com moderada a forte imbricação e interpenetrações superficiais até profundas (mais comuns) dos cristais.

Mineralogia

Os mármores são de natureza calcítica, com teores entre 1 e 2% de MgO (informação verbal da Mineração Fortaleza), apresentando boa efervescência ao ácido clorídrico diluído. A composição mineralógica destas rochas é extremamente simples, sendo constituída essencialmente pelos minerais carbonáticos. Os minerais de quartzo, flogopita, tremolita e talco perfazem 1 a 2% do total.

Os grãos dos *carbonatos* (calcita e dolomita) são normalmente anédricos, raros subédricos, com bordas irregulares. Macroscopicamente, são de coloração branca e incolor, localmente acinzentados, e microscopicamente ligeiramente turvos. Os cristais de calcita apresentam-se comumente microfraturados, com maclamentos polissintéticos finos, geralmente deformados e encurvados.

O *quartzo*, em quantidades bastante reduzidas, cons-

titui pequenos grãos arredondados ou levemente alongados e raros anédricos. É incolor e límpido, estando a extinção ondulante quase sempre presente. Ocorre disseminado na rocha ou preenchendo vênulos, juntamente com os carbonatos.

A *flogopita*, na forma de delgadas lamelas incolores com dimensões máximas de 0,4 mm, é relativamente comum em uma das amostras examinadas. Ocorre iso-orientada principalmente ao longo das interfácies dos carbonatos, acentuando a discreta foliação apresentada por estas rochas. Localmente as palhetas de flogopita mostram duas orientações, formando, com a orientação principal, um ângulo de aproximadamente 30º.

A *tremolita* é muito rara, ocorrendo sob a forma de pequenos cristais fibrosos, incolores a levemente esverdeados.

O *talco*, também raro, constitui agregados mais ou menos circulares, lembrando flocos, dispersos na massa carbonática, com dimensões entre 0,2 e 0,3 mm. É acinzentado e com 2V praticamente de 0º.

Natureza pré-metamórfica

A presença de leitos de mármores calcíticos, intercalados predominantemente com biotia xistos,sugere, para estas rochas, uma origem pré-metamórfica representada por uma seqüência de calcários relativamente puros intercalados com material pelítico.

11. Meta-hornblenditos e -ultramafitos

Generalidades

Os meta-hornblenditos e meta-ultramafitos ocorrem constituíndo concentrações locais de corpos tabulares ou lenticulares, embutidos tanto concordantemente quanto discordantemente nos biotita e hornblenda gnaisses, com os quais exibem contatos iminentemente abruptos. De modo geral, são relativamente raros na área estudada, tendo sido observadas cinco concentrações respectivamente a NE da área, logo ao norte do rio do Peixe; a NE de Itapira, próximo ao Rio do Peixe; a NE da Fazenda da Fortale-

za; a W-SW da Fazenda Cristália e W da Fazenda Santo Antonio. Os meta-hornblenditos são muito mais freqüentes que os meta-ultramafitos. Os jazimentos são de dimensões muito variáveis, normalmente entre poucos decímetros a alguns metros de espessura, e só muito raramente atingem algumas dezenas de metros. Estendem-se por mais de uma centena de metros. Os jazimentos mais expressivos de meta-hornblenditos ocorrem nas duas concentrações situadas a NE de Itapira, entre a rodovia Itapira-Jacutinga e o Rio do Peixe.

Os meta-ultramafitos ocorrem associados aos meta-hornblenditos nas concentrações a NE da Fazenda da Fortaleza e a W-SW da Fazenda Cristália, predominando os primeiros. Na última concentração está sendo atualmente explorado amianto.

Os meta-hornblenditos e meta-ultramafitos da área de Itapira podem ser agrupados nos seguintes tipos litológicos:

A. Meta-hornblenditos

A.1. Meta-hornblenditos propriamente ditos

A.2. Diopsídio meta-hornblenditos

B. Meta-ultramafitos

B.1. Meta-piroxenitos

B.2. Meta-peridotitos

Descrição das litologias

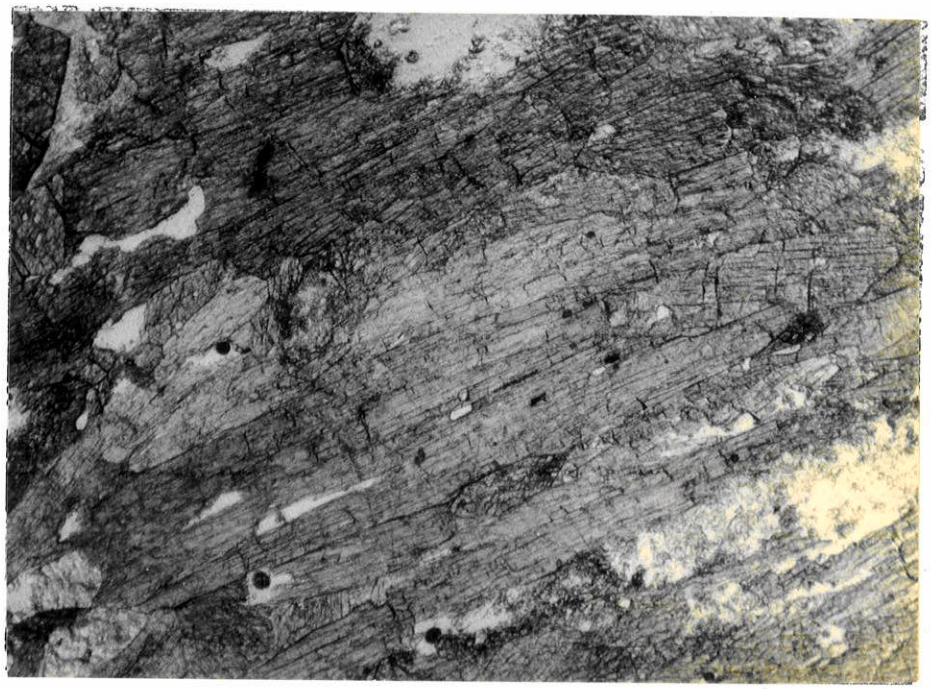
A. Meta-hornblenditos

São rochas macroscopicamente muito homogêneas, com estrutura predominantemente xistosa, cor verde escura e de grã média. Encontram-se freqüentemente intemperizadas, neste caso com cores verde-clara a verde-amarelada.

A.1. Meta-hornblenditos propriamente ditos

São constituídos quase totalmente por hornblenda. Como acessórios ocorrem plagioclásio, quartzo e opacos. As rochas exibem textura nematoblástica, por justaposição (Microfoto

8). A hornblenda constitui cristais predominantemente subedrais, e se caracteriza por sua pobreza em inclusões, quase sempre de opacos. Predomina amplamente a hornblenda com forte pleocroismo, sendo X-verde amarelado, Y-verde castanho e Z-verde escuro, e subordinadamente a variedade fracamente pleocróica (Actinolita) com X-verde pálido a incolor, Y-verde amarelado e Z-verde claro.



Microfoto 8 - Meta-hornblendito. Textura nematoblástica por justaposição. Nicois//, aumento 10x.

As duas variedades de hornblenda coexistem em aparente equilíbrio, não se observando reações entre elas. Em algumas amostras foram observados delgados leitos da variedade clara com cristais ripiformes entre a hornblenda escura.

O quartzo e o plagioclásio constituem cristais pequenos, xenormóficos, situados nos interstícios dos cristais de hornblenda. O quartzo não exibe extinção ondulante e o plagioclásio é do tipo andesina ácida e raramente com geminação polissintética. Os grãos de opacos são diminutos e anedrais. Em apenas uma amostra foram verificadas raras e diminutas lamelas de biotita com contatos difusos em relação à hornblenda.

A.2. Diopsídio meta-hornblenditos

Estes são extremamente raros, e foram observados algumas lentes nas proximidades da mina de calcário localizada a W da Fazenda Cristália. São constituídos predominantemente por hornblenda fortemente pleocróica, com no máximo 5% de diopsídio.

A hornblenda constitui cristais quase sempre subedrais, com o eixo *c* fortemente iso-orientado, e tamanho médio de 0,4 - 0,5 mm ao longo de *c*, originando textura nematoblástica.

O diopsídio apresenta-se sob a forma de cristais irregulares, com até 1,0 mm na sua maior extensão, e rico em inclusões de hornblenda e opacos. Ocorrem também raros cristais irregulares de quartzo e plagioclásio, ambos intersticiais.

B. Meta-ultramafitos

Devido à composição mineralógica destas rochas, que são facilmente alteradas pelos agentes intempéricos, praticamente faltam afloramentos frescos. Este fato dificulta tanto a delimitação precisa dos corpos, bem como o estudo destas rochas.

B.1. Meta-piroxenitos

São rochas de granulação média, homogêneas compactas, escuras e, pelo intemperismo, exibem cor ocre característica.

Aparentemente estão restritas a um corpo de forma lenticular, situado na área delimitada a SW da Fazenda Cristália. Apresentam composição simples, predominantemente clinopiroxênio (90% da amostra), hornblenda e raros cristais de opacos e serpentina.

O piroxênio é levemente rosado, sem pleocroismo, ocorrendo sob a forma de cristais euedrais a subedrais que atingem até 1,0 mm ao longo de *c*. O contato entre os cristais é quase sempre irregular, sendo rara a interpenetração. Em raros casos a clivagem (100)acha-se fracamente desenvolvida.

A hornblenda é da variedade castanha, pouco pleocróica, constituíndo cristais quase sempre anedrais e subedrais, com dimensões máximas de 0,4 mm ao longo de *c*. Aparentemente a hornblenda formou-se às custas do piroxênio. É comum a ocorrência de intercrescimento paralelo e a presença de cristais irregulares

de anfibolio no piroxênio, com contatos difusos.

Os opacos, em grãos irregulares, e a serpentina, em pequenas e alongadas fibras, são bastante raras.

B.2. Meta-peridotitos

Os meta-peridotitos são de granulação média a grossa, preto-esverdeados geralmente intemperizados, e que pelo metamorfismo, sofreram uma transformação quase que total da mineralogia primária. Estas rochas estão restritas à concentração situada a W-SW da Fazenda Cristália, constituindo delgadas lentes ou pequenos corpos arredondados com diâmetros de no máximo alguns metros. Sua importância na área reside na ocorrência de tremolita que está sendo explorada. Rochas similares foram registradas por Wernick (1967) na região de Amparo, a S-SW da área ora investigada.

Da rocha original são muito mal observados raros cristais de olivina e de piroxênios. A olivina exibe cor neutra, ocorrendo sob a forma de núcleos irregulares, que atingem 0,2 - 0,3 mm. Esta encontra-se sempre envolvida pelos piroxênios. Os piroxênios são predominantemente clinopiroxênios e constituem pequenos cristais subedrais.

A fração metamórfica é amplamente dominante, sendo composta por tramolita que constitui cristais com até 2,0 mm na sua maior extensão, imersos numa matriz de talco cujas fibras atingem localmente mais de 1,0 mm. São comuns nódulos que apenas raramente ultrapassam 0,7 mm de serpentina distribuídos homogeneamente por toda a rocha. São freqüentes finos grânulos de opacos dispersos e associados ao talco.

Uma das amostras examinada é composta essencialmente por clorita, contendo ainda cerca de 5% de vermiculita e raros cristais de opacos e epídoto. Apresenta estrutura xistosa e textura lepidoblástica. A clorita forma lamelas orientadas com até 2,0 mm na maior dimensão. A vermiculita de distribuição caótica não mostra orientação e constituí lamelas que atingem até 3,0 mm de tamanho. Opacos e epídoto representam minúsculos grãos irregulares associados à clorita.

A classificação da rocha original como peridotito,

baseou-se na observação dos restitos acima descritos, ainda preservados, no material resultante da transformação, bem como no fato de terem sido descritas rochas semelhantes por Wernick (1967) na região de Amparo, contígua à área atualmente em foco.

12. Meta-argilitos, -conglomerados, -arenitos e -arcósios

Generalidades

Como mencionado em capítulo precedente, trata-se de uma seqüência metassedimentar anqüimetamórfica, bastante decomposta e pertencente à Formação Eleutério. Corresponde a uma estreita faixa que atinge, na área investigada, uma extensão de 5 x 1 km, com orientação geral NE-SW, situada cerca de 2 km a oeste do vilarejo de Eleutério, na parte norte da área. Seus limites são eminentemente tectônicos, estando a parte ocidental em contato com as rochas cataclasadas e milonitizadas da falha transcorrente de Jacutinga; a borda oriental, com os muscovita quartzitos e biotita hornblenda gnaisses da associação litológica (C). Na extremidade sul, de difícil observação, o contato é também abrupto e faz-se com os gnaisses graníticos. Embora estejam em contato com as rochas milonitizadas da falha de transcorrência de Jacutinga, os metassedimentos da Formação Eleutério não foram afetados pela milonitização.

As rochas desta Formação mostram a mesma posição espacial que os metassedimentos adjacentes, embora a intensidade do metamorfismo e as litologias sejam muito diferentes. O acamamento exibe direção geral NE, variando o mergulho entre 45º e 90º para SW.

Descrição dos tipos litológicos

Essa sequência metassedimentar é composta essencialmente por meta-arenitos e meta-arcósios de vários tipos, tendo associados meta-argilitos, meta-conglomerados e meta-brechas. Destacam-se as seguintes considerações a respeito dos tipos litológicos:

Os *meta-arenitos e meta-arcósios* são as litologias

amplamente predominantes. São rochas de granulação média, mal selecionadas e de cor branca-acinzentada. A estrutura é frequentemente maciça, porém, não faltam estratificações plano paralelas e localmente cruzadas. São compostos essencialmente por grãos arredondados a subarredondados de quartzo e fragmentos angulosos de feldspatos. Exibem rápidas variações locais tanto na granulometria, adquirindo às vezes aspecto conglomerático, quanto na proporção quartzo-feldspato. Estas rochas encontram-se muito descompostas produzindo um material quartzo-caolinítico branco.

Os *meta-argilitos* ocorrem associados às litologias anteriores sob 3 formas:

a) Como camadas espessas que podem atingir até mais de 50 metros de espessura estando praticamente isentas de intercalações de outros metassedimentos. Normalmente estas camadas são precedidas lateralmente por outras de mesma natureza e de espessuras reduzidas. Seus contatos com os meta-arcósios são abruptos. Localmente são um pouco siltosas, com cores predominantemente castanho-avermelhadas com faixas amareladas. Exibem pronunciada clivagem ardosiana levemente discordante do acamamento. Uma das melhores exposições situa-se no contato oriental do corpo, onde é cortado por uma estrada de terra que sai de Eleutério em direção à Fazenda do Salto. Este afloramento mostra um cerrado sistema de fraturamento, evidenciando o efeito de esforços tectônicos.

b) Como delgados leitos, camadas e lentes no meta-arcósio, com o qual exibem contatos abruptos. Ocorrem constituindo quase sempre concentrações que resultam em uma alternância entre meta-arcósios e meta-argilitos. Localmente os leitos dos meta-argilitos acham-se deformados e brechados. São rochas maciças e às vezes com discreta clivagem ardosiana. A cor pode ser tanto cinza quanto castanha-avermelhada.

c) Como seixos subarredondados a angulosos, sendo comuns os alongados, com dimensões variáveis, atingindo no máximo 10 cm ao longo de sua maior dimensão. Ocorrem concentrados nos meta-arcósios principalmente nas vizinhanças das camadas, leitos ou lentes dos meta-argilitos anteriormente mencionados. Sua densidade é baixa, com distribuição heterogênea na matriz, mostran-

do orientação aproximadamente paralela ao acamamento. Em alguns locais apresentam-se levemente achatados. A matriz, que é constituída pelos meta-arcósios, apresenta granulação tanto mais grosseira quanto maior a concentração destes seixos.

Os *meta-conglomerados e meta-brechas* mostram uma certa relação entre as dimensões dos seixos ou fragmentos com a posição geográfica que ocupam dentro do corpo. Assim, podem ser distinguidos os seguintes tipos de rochas conglomeráticas:

a) Constituído por fragmentos angulosos a subangulosos, até métricos, de muscovita quartzitos e gnaisses, cimentados por matriz tanto arenosa quanto argilosa. Estas rochas estão situadas na metade inferior do corpo, constituindo uma faixa irregular próximo ao seu contato oriental. A constituição dos fragmentos de muscovita quartzitos e gnaisses é idêntica a das rochas imediatamente a leste do corpo.

b) Representados por pequenos seixos subangulosos de muscovita quartzitos e gnaisses, que atingem no máximo 4 a 5 cm e se mostram discretamente orientados em matriz predominantemente arenosa. Constituem tanto leitos contínuos de espessuras até decimétricas, quanto lentes e bolsões pouco expressivos. Embora tenham sido observados em praticamente todo o corpo, a intensidade destas ocorrências diminui de leste para oeste.

c) Formado por concentrações locais de fragmentos subangulosos a angulosos de meta-argilitos no meta-arcósio, próximos das camadas e lentes dos meta-argilitos anteriormente descritos. Seixos de muscovita quartzitos e de gnaisses podem ocorrer associados.

Considerações Finais

As rochas de granulação mais grosseira desta Formação ocorrem na parte oriental do corpo. Assim, há uma diminuição geral da granulometria destas rochas e o conseqüente incremento de meta-argilitos para a borda ocidental. Os meta- conglomerados e meta-brechas, que são freqüentes na borda oriental, tornam- se raros na parte ocidental e são compostos por seixos de dimensões reduzidas. Essa variação na granulometria dos metassedimentos pode indicar que a fonte do material original provavelmente estava

a leste do corpo e o movimento se deu para oeste. Por outro lado, a posição elevada das camadas que mergulham para NW, sugere uma deposição em regime de maior energia para a base com diminuição progressiva em direção ao topo.

A hipótese proposta por Wernick e Penalva (1974b) de que a Formação Eleutério trata-se de um depósito molassóide, gerado por regime torrencial a partir das rochas metamórficas situadas imediatamente a leste, encontra apoio nas nossas verificações de campo. Os meta-argilitos indicam que localmente o regime evoluiu para planícies de inundação.

Merece destaque o fato desses metassedimentos apresentarem seixos e fragmentos de muscovita quartzitos e de gnaisses do Bloco Jundiaí, estando ausentes seixos dos migmatitos e granitóides pertencentes ao Grupo Pinhal, situado imediatamente a oeste do corpo metassedimentar.

Dados geocronológicos para calco-xistos (meta-margas) da Formação Pouso Alegre, situada nas proximidades da cidade homônima e equivalentes à Formação Eleutério, revelaram idades compatíveis com a fase final do Ciclo Brasiliano (Hama e Cunha, 1977).

Embora sejam necessários estudos mais detalhados, as evidências acima citadas, podem indicar que:

a) Durante a fase final do Ciclo Brasiliano,estes sedimentos molassóides, depositados em bacias tectônicas, foram fracamente metamorfizados, Wernick (1978a).

b) Estes metassedimentos teriam sido preservados por fortes subsidências do tipo "graben", resultantes de várias fases de soerguimentos mais ou menos intensas, desta faixa da borda da Bacia do Paraná, pela reativação de velhas linhas estruturais que teriam ocorrido durante todo o Fanerozóico.

Estes movimentos teriam sido a causa da inclinação das camadas de metassedimentos e do seu contato com as rochas do Grupo Pinhal.

13. Milonitos e Cataclasitos

Generalidades

Nestes grupos estão incluídas rochas que sofreram deformação pós-cristalina por ação de metamorfismo dominantemente dinâmico. O termo milonito refere-se a uma rocha de granulação fina, laminada, formada por extrema microbrechação e moagem de rochas durante o movimento em superfícies de falhas, com pequeno ou nenhum crescimento de novos minerais (Apud American Geological Institute, 1973, acepção de Lapworth, 1885). Quando houve recristalização a rocha passa a denominar-se filonito. O cataclasito é uma rocha que se forma por fragmentação num processo menos intenso que no caso do milonito, sendo ainda reconhecível a natureza da rocha primitiva (Williams et al., 1970, p.219).

Os milonitos e cataclasitos são bastante freqüentes ao longo de inúmeras falhas que retalham praticamente toda a área estudada, com espessuras muito variáveis, raramente atingindo uma ou duas dezenas de metros. Contudo, no canto superior NW da área encontra-se uma faixa que atinge cerca de 3 km de espessura, constituindo pequena parte da zona de Transcorrência de Jacutinga. Segundo Ebert (1968, p. 222), a zona de falhamento de Jacutinga se estende comprovadamente de Itapira (SP) até Ipuiuna (MG) e provavelmente até São Gonçalo (MG), Figura 4. Merece destaque, também, uma faixa ao norte da Usina Nossa Senhora Aparecida com aproximadamente 80 metros de espessura e com orientação geral NNE-SSW.

Essas rochas são os produtos de deformações cataclásticas, em maior ou menor grau, de todas as litologias previamente descritas, com exceção dos metassedimentos da Formação Eleutério. Na zona de transcorrência de Jacutinga os efeitos cataclásticos se manifestam principalmente em rochas graníticas do Grupo Pinhal. Esses granitóides que ocorrem a norte da zona de falhamento, fora da área mapeada, são acinzentados, constituídos essencialmente por quartzo, plagioclásio, microclínio e biotita. São freqüentemente porfiroblásticos, com cristais prismáticos ou ocelares de microclínio róseo orientados nas rochas, atingindo até 6 cm na sua maior dimensão. Para descrições mais detalhadas destas rochas ver capítulo referente à geologia regional e, sobretudo, Wernick (1977, 1978 a,b) e Wernick e Penalva (1980).

Descrição macroscópica

Os milonitos que normalmente ocupam a parte central das faixas cataclasadas, gradacionam para cataclasitos e destas para outras rochas que não mostram efeitos de tectonismo. Nas faixas mais espessas, e invariavelmente ao longo da zona de falhamento a NW da área, as rochas afetadas se dispõem em faixas alternadas mostrando cisalhamento em graus variáveis. Nas faixas onde os esforços cisalhantes foram intensos, são encontrados milonitos e filonitos que se alternam com faixas onde a cataclase foi menos intensa. Essas faixas apresentam espessuras variáveis, podendo ser de escala milimétrica até mais de uma dezena de metros.

Uma das feições cataclásticas que permite fácil verificação na zona do falhamento de Jacutinga, é a presença muito constante, ao longo das descontinuidades, de cataclasitos com cristais remanescentes. Trata-se de uma rocha onde o fraturamento do material foi muito intenso, ocasionando a formação de matriz muito fina. Destacam-se, nessa massa, cristais maiores, sendo muito freqüentes os de feldspato róseo, que possibilitam identificar o caráter granítico da rocha original.

Com relação à natureza petrográfica da rocha primitiva pode-se notar diferenças acentuadas dos efeitos cataclásticos. Em função da textura, estrutura e composição mineralógica, as rochas que melhor registram os esforços do metamorfismo são os quartzitos, gnaisses, migmatitos e granitos, devido à sua granulação grosseira primitiva e também à sua constituição quartzosa e quartzo-feldspática que favorece o fraturamento. Quando as rochas afetadas apresentam características plásticas, como o caso de muitos afloramentos de biotita xisto, os efeitos da movimentação direcional são difíceis de serem percebidos.

O desenvolvimento de bandas de minerais muito finos se constitui no efeito cataclástico mais marcante em rochas cristalinas. Nos cataclasitos, as bandas são espaçadas e pouco orientadas, envolvendo fragmentos angulosos a lenticulares de rochas pouco afetadas. Nos milonitos, as bandas são menos espaçadas, chegando a coalescerem. A diminuição gradativa dos fragmentos de rochas, desenvolve bandas melhor orientadas. Os milonitos porfiroclásticos se caracterizam por apresentar fragmentos remanescentes de cristais de feldspatos, e subordinadamente de quartzo, arredondados a subarredondados, envolvidos por uma matriz rochosa com bandeamento encurvados nas proximidades dos porfiroclastos.

Nos locais em que a "moagem" das rochas afetadas pelos esforços foi muito intensa, aparecem milonitos evoluídos, nos quais a foliação é proeminente, imprimindo um aspecto de filito ao menor sinal de intemperismo. Este fenômeno pode ser visto na falha de Jacutinga, na estrada de terra, cerca de 500 metros, a oeste da Fazenda do Salto, e mesmo em outras falhas de menor expressão, como no caso da falha com disposição NW-SE, ao sul da Fazenda do Matão, e no alinhamento que tangencia o Rio Eleutério.

Nos casos extremos de moagem, produzem-se rochas ultramiloníticas, de granulação extremamente fina e densa, macroscopicamente de aspecto maciço, assemelhando-se muito a felsitos. Estas rochas são brancas a amareladas ou cinzentas, podendo-se notar, entre muitas, bonitas exposições na parte central da faixa situada entre a Usina Nossa Senhora Aparecida e o Rio do Peixe, bem como no leito do córrego da Boa Vista, a NE da Fazenda do Salto. Nestas ocorrências, o ultramilonito chega a atingir espessuras de quase uma dezena de metros.

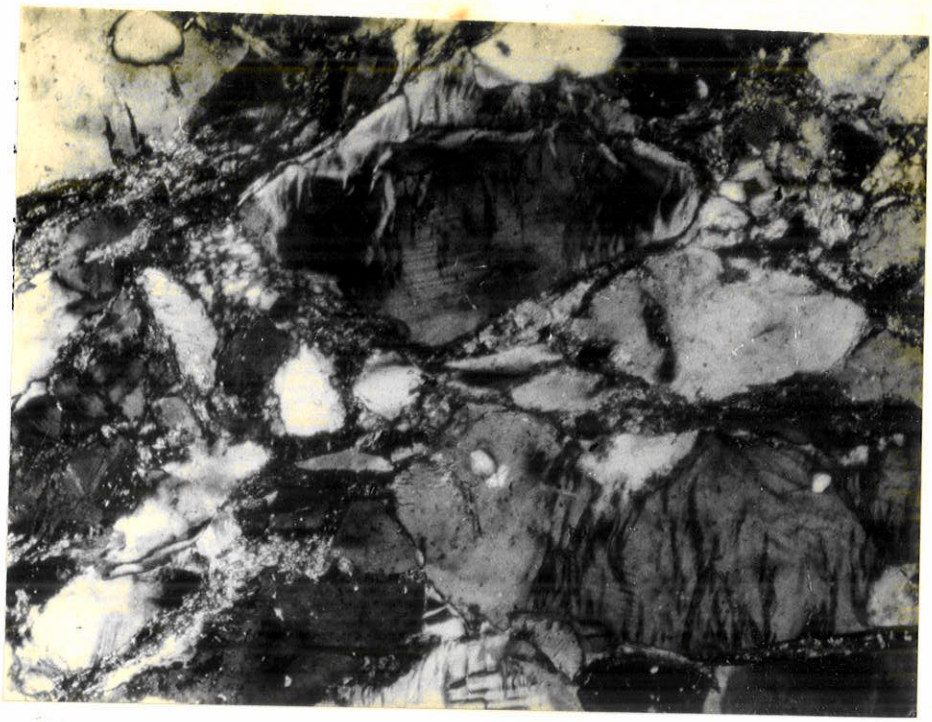
Descrição microscópica

Estas rochas exibem uma variação na textura de acordo com a intensidade de deformação. Surgem, assim, primeiramente os cataclasitos com textura "mortar", constituídos por uma fina massa cataclástica, predominantemente quartzosa, que cimenta cristais de feldspatos parcialmente fraturados e deformados. Estes cristais de feldspatos exibem fraturas nas bordas, envolvendo os fragmentos do núcleo que resistiram a deformação, (Microfoto 9).

No segundo tipo, tem-se cataclasitos com textura "flaser". A orientação das bandas é mais saliente, separando agregados minerais ou cristais de feldspatos que exibem formas fusiformes ou ovaladas, resultantes de forte movimento diferencial.

Muitos milonitos possuem uma textura laminada, na qual as lâminas individuais se assinalam por diferenças no tamanho dos grânulos e na cor. Na textura ultramilonítica, tanto o quartzo quanto o feldspato acham-se totalmente esmagados, o mesmo ocorrendo com a biotita, associada ao epídoto.

A composição destas rochas está na dependência da rocha primária, sendo mais comuns as constituídas basicamente por quartzo, e as quartzo-feldspáticas com biotita, epídoto e rara



Microfoto 9 - Cataclasito com textura "mortar". Nicois X, aumento 25x.

hornblenda. Os acessórios são: granada, apatita,zircão e opacos.

O *quartzo* exibe-se fraturado, esmagado, parcialmente recristalizado e constitui, quase sempre, a maior parte da fina massa cataclástica. Nos cristais maiores são comuns: extinção ondulante, fraturas, zonas de esmagamento e textura em pacote.

O *plagioclásio*, mais resistente à deformação, exibe cristais angulosos, fraturados, fusiformes ou ovalados. Os planos de geminação albita encontram-se comumente deformados e encurvados, freqüentemente com extinção ondulante. Devido à intensa moagem a que foram submetidas as rochas, facilitando assim os processos de alteração, os cristais de plagioclásio apresentam pronunciada sericitização e epidotização.

O *microclínio* exibe feições semelhantes às do plagioclásio. Na falha de Jacutinga, ele predomina sobre o plagioclásio, constituindo a maior parte dos porfiroclastos. É quase sempre micropertítico, com freqüentes inclusões de plagioclásio sericitizado.

A *biotita* parcialmente ou totalmente cloritizada,

constitui fiapos irregulares muitas vezes finamente esfarelados, com planos de clivagem deformados que se amoldam nos planos de cizalhamento. A *hornblenda* torna-se quebradiça, irregular e normalmente alterada para epídoto.

O *epídoto*, formado principalmente às custas do plagioclásio e da hornblenda, ocorre sob a forma de pequenos cristais subedrais isolados, ou constituíndo faixas epidotizadas nos planos de fraturamento, sendo este caso muito comum em lâminas delgadas de milonitos e cataclasitos.

Entre os *acessórios*, ocorrem grânulos fragmentados de granada e titanita envolvidos pela matriz de granulação fina. Aparecem ainda apatita e zircão, com formas subedrais, e opacos disseminados na matriz.

Considerações finais

O exame das rochas cataclasadas, principalmente da faixa transcorrente de Jacutinga, permitiu observar uma série de variações texturais e estruturais, a medida que as rochas foram submetidas a esforços cisalhantes cada vez mais pronunciados. Resumimos a seguir:

1. Os primeiros efeitos de fragmentação se refletem no micro-fraturamento do quartzo, enquanto os feldspatos não exibem fraturamento ou o fazem de modo discreto. Os cristais de feldspato mais fragmentados apresentam sericitização e epidotização. Ao microscópio, ainda não ser observa bandeamentos e é pouco freqüente a recristalização de quartzo.

2. Num estágio mais avançado de cataclase, a presença de bandeamento é muito freqüente e a recristalização de quartzo é mais pronunciada. Os cataclasitos exibem inicialmente textura mortar, seguida pela textura flaser indicadora de maior intensidade dos fenômenos cataclásticos.

3. Em algumas bandas dos milonitos, a recristalização do quartzo é total. As bandas de agregados minerais imprimem à rocha uma textura orientada.

Os milonitos porfiroclásticos apresentam fragmentos angulosos remanescentes, principalmente de microclínio. Nas faixas onde aparecem milonitos evoluídos, associam-se os ultramilonitos.

V.3.1. Estudo químico de muscovitas

O uso da muscovita como mineral indicador petrogenético vem sendo, recentemente, objeto de detalhadas investigações. Isto, deve-se ao fato deste mineral admitir a substituição de numerosos íons em sua estrutura, constituíndo diversas soluções sólidas altamente complexas. Dentre as principais substituições iônicas destacam-se:

- A substituição do K^+ interlamelar pelo Na^+ originando uma solução sólida com os membros extremos representados pela muscovita e paragonita. As relações entre estes dois membros finais encontram-se bem detalhadas nos trabalhos de Eugster e Yoder (1955) e Eugster et al. (1972).

- A substituição do Al^{3+} octaedral pelos íons Fe^{2+} e Mg^{2+}, e a do Al^{3+}, contido nas camadas tetragonais, pelo Si^{4+}, desenvolvendo-se outra solução sólida entre a muscovita e o hipotético membro final celadonita, apresentando como termo intermediário a fengita.

- Ainda pela substituição do Al^{3+} octaedral pelo Fe^{3+}, constituem-se duas outras soluções sólidas representadas pelos membros finais muscovita e ferromuscovita, e pela fengita e ferro-fengita.

Diversos autores tem demonstrado particular interesse no estudo da variação da composição na muscovita em função do grau metamórfico e da composição química da rocha total. O maior número de dados provém de estudos sobre espécies dos Alpes Italianos e Suíços devidos principalmente a Graeser e Niggli (1967), Wenk (1970), Sassi (1972) e Cipriani et al. (1971), e sobre a área de Maine, nos Estados Unidos da América do Norte, por Guidotti (1973, 1978a, 1978b). O trabalho de Cipriani et al. reunindo todas as referências mais importantes até aquela época, mostra, de maneira bastante compreensiva, a influência das condições ambientais sobre a composição da muscovita durante a recristalização metamórfica. Estes mesmos autores, após desenvolverem

diversos diagramas para mostrar relativamente o efeito das possíveis variáveis durante o metamorfismo, defendem que a composição da muscovita é controlada predominantemente pelas condições de temperatura e pressão, enquanto que a influência de outros fatores (composição química da rocha e/ou assembléia mineralógica, fases fluídas, etc.), embora não insignificante, são de importância secundária.

Trabalhos posteriores, principalmente de Guidotti e Sassi (1976), Guidotti (1973, 1978b), indicam que a extensão das várias soluções sólidas, apresentadas pela muscovita, dependem largamente dos parâmetros temperatura e pressão, tornando- a um mineral de grande utilidade para se obter informações qualitativas e semi-quantitativas destes parâmetros em áreas metamórficas. Entretanto, a composição química da rocha e/ou assembléia mineralógica, exerce um efeito significativo sobre estas soluções sólidas. Contrapondo Cipriani et al. (op.cit.), os autores supra citados, sustentam que o uso da muscovita, como indicador petrogenético, só pode apresentar resultados satisfatórios através de um rigoroso controle dessas variáveis.

Numerosos trabalhos tem contribuído grandemente para se conhecer o comportamento das soluções sólidas, envolvendo a muscovita, em função das condições metamórficas, destacando-se os de Eugster e Yoder (1955), Velde (1965, 1967, 1972), Seki (1973), Guidotti (1966, 1969, 1974), Thompson (1974), e muitos outros.

Nosso estudo apresenta uma tentativa de verificar possíveis variações nas condições físicas do metamorfismo (temperatura e pressão), na região de Itapira, através da análise da composição química da muscovita.

As análises foram efetuadas em doze amostras de quartzitos contendo percentagens variadas de muscovita. Foram utilizados os quartzitos, por serem a única litologia que contém suficiente quantidade de muscovita em sua assembléia mineralógica.

A amostragem, que também depende da ocorrência dos quartzitos, foi feita de forma a englobar toda a extensão da área mapeada, nos sentidos N-S e E-W, (ver mapa de localização dos afloramentos em anexo).

A assembléia mineralógica, com exceção dos minerais opacos que estão ausentes na amostra 301, localizada a W da área, permanece praticamente a mesma em todas as amostras, apresentando Quartzo + Oligoclásio + Feldspato potássico + Muscovita + (Opacos). No entanto, a percentagem destes minerais varia consideravelmente: a oeste, ocorrem quartzitos feldspáticos ricos em muscovita, tornando-se gradativamente mais puros para leste, onde, de forma mais ou menos repentina, se mostram extremamente empobrecidos nestes minerais. Os minerais opacos, embora acessórios, apresentam a mesma tendência.

V.3.1.1. Resultados e discussão

As análises químicas das muscovitas foram realizadas, como já mencionado no capítulo I, utilizando-se a técnica da microssonda eletrônica, sendo os dados obtidos apresentados na Tabela 1. Por problemas técnicos, todo o Fe da muscovita foi determinado como sendo Fe^{2+}. Esses valores representam a média resultando da análise de cem pontos em cada amostra. Deve-se ressaltar que, durante as análises, foram excluídas as muscovitas que apresentavam orientação divergente à da foliação principal da rocha, por suspeitar-se da existência de mais de uma fase de recristalização destes minerais. Os dados referentes à fórmula química, expressa na base de 22 átomos de oxigênio, acham-se resumidos na Tabela 2.

Para estabelecer-se um controle da composição da muscovita em função da composição química da rocha total, foi elaborado o diagrama da Figura 5, correlacionando a %($MgO + FeO_{tot.}$) das micas (Tabela 1) e a %($MgO + FeO_{tot.}$) da rocha total (Tabela 3). Nota-se, primeiramente, que há uma relação direta no conteúdo desses óxidos na composição da muscovita em função do seu teor na rocha total. Apenas o ponto 346 apresenta-se um tanto anômalo, refletindo, provavelmente, uma recristalização em desiquilíbrio. Ainda, apesar da baixa densidade de pontos, parece clara a presença de uma única linha regressiva no diagrama, indicando que as rochas se formaram sob as mesmas características metamórficas regionais, o que possibilita a correlação entre as mesmas.

A fim de proporcionar uma melhor caracterização das análises das muscovitas, elaboramos, com base em Cipriani et al,

TABELA 1

COMPOSIÇÃO QUÍMICA PARCIAL DE MUSCOVITAS DOS MUSCOVITA QUARTZITOS DA REGIÃO DE ITAPIRA-SP.

	1	14	28	44	100	150	135	248	275	301	346	356
SiO_2	45,64	46,56	45,67	45,69	47,40	44,68	45,99	46,63	45,19	46,76	45,74	45,59
FeO*	4,63	4,55	4,67	4,92	1,12	5,06	1,49	5,63	4,66	1,28	5,77	5,52
MgO	1,10	0,94	0,90	1,01	1,00	0,79	1,15	1,93	1,23	0,97	0,79	2,25
Al_2O_3	32,21	32,84	33,56	33,00	36,21	32,20	32,99	28,56	30,94	33,69	30,05	29,66
K_2O	12,14	11,28	11,64	11,14	10,44	10,79	10,89	10,84	10,86	10,59	10,70	10,64
Na_2O	0,71	0,51	0,55	0,62	0,86	0,48	0,49	0,43	0,53	0,74	0,51	0,39
Total	96,43	96,68	96,99	96,38	97,03	94,00	93,00	94,02	93,41	94,03	93,56	93,05
ΣMgO+FeO	5,73	5,49	5,57	5,93	2,12	5,85	2,64	7,56	5,89	2,25	6,56	7,77

* Fe calculado como FeO

TABELA 2

FÓRMULA ESTRUTURAL, EXPRESSA NA BASE DE 22 ÁTOMOS DE OXIGÊNIO, DAS MUSCOVITAS DOS MUSCOVITA QUARTZITOS DA REGIÃO DE ITAPIRA-SP

	1	14	28	44	100	150	135	248	275	301	346	356
Si	6,191	6,243	6,130	6,165	6,181	6,181	6,301	6,463	6,284	6,308	6,377	6,317
Al^{IV}	1,809	1,757	1,870	1,835	1,819	1,819	1,699	1,537	1,716	1,692	1,623	1,683
Al^{VI}	3,342	3,433	3,440	3,413	3,745	3,431	3,625	3,134	3,353	3,665	3,317	3,162
Fe	0,525	0,510	0,525	0,555	0,122	0,586	0,171	0,653	0,542	0,144	0,651	0,641
Mg	0,223	0,188	0,181	0,204	0,194	0,162	0,232	0,398	0,256	0,195	0,164	0,466
K	2,100	1,929	1,994	1,918	1,736	1,904	1,891	1,915	1,922	1,824	1,903	1,877
Na	0,188	0,134	0,144	0,161	0,217	0,128	0,129	0,115	0,140	0,194	0,137	0,105

TABELA 3

DETERMINAÇÃO DOS TEORES DE FeO e MgO DOS MUSCOVITA QUARTZITOS DA REGIÃO DE ITAPIRA-SP

	1	14	28	44	100	150	135	248	275	301	346	356
FeO*	0,643	0,463	0,630	0,399	0,064	0,540	0,052	0,720	0,610	0,050	0,309	0,913
MgO	0,149	0,083	0,149	0,099	0,033	0,149	0,083	0,282	0,182	0,017	0,050	0,265
ΣFeO+MgO	0,792	0,546	0,779	0,498	0,097	0,689	0,135	1,002	0,792	0,067	0,359	1,178

* Fe calculado como FeO

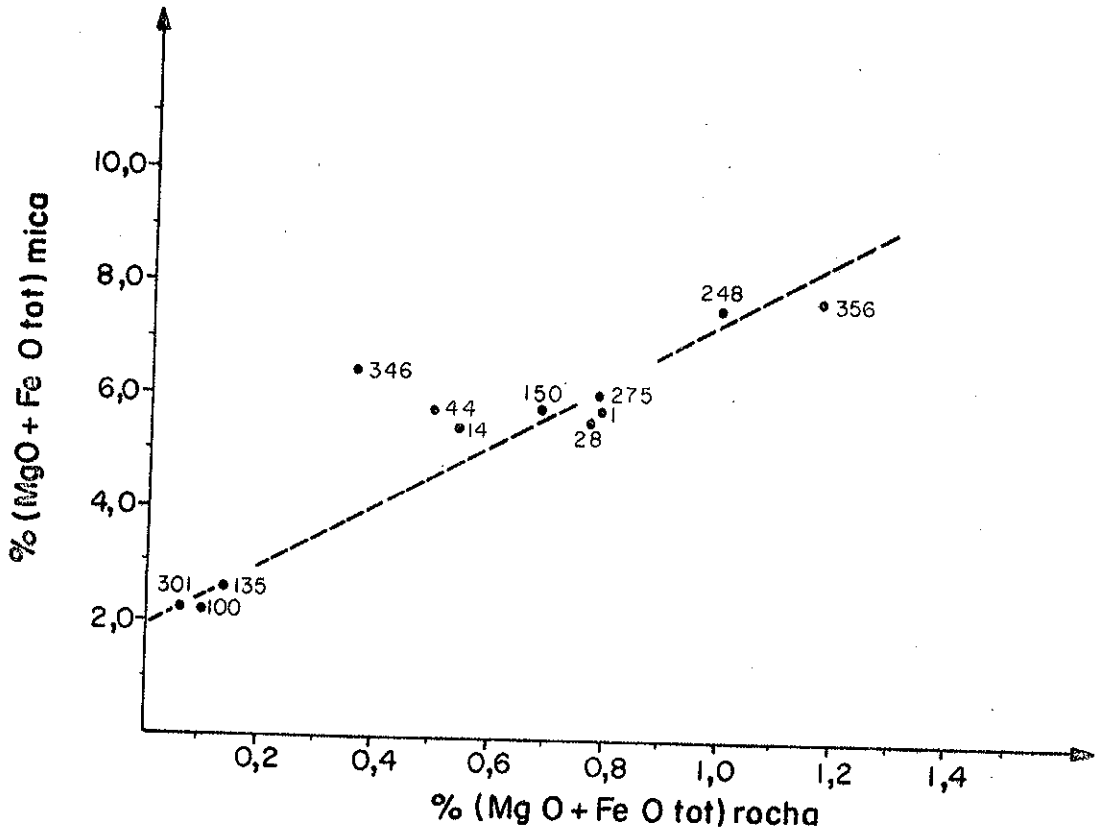


Figura 5 - Relação entre a % ($MgO + FeO_{tot}$) da muscovita e a % ($MgO + FeO_{tot}$) da rocha total para os muscovita quartzitos da região de Itapira - SP.

(1971), os diagramas das Figuras 6,7 e 8, resultantes da projeção dos dados contidos na Tabela 2.

A Figura 6, relacionando o conteúdo de Fe e Mg das muscovitas em função da temperatura, apresenta, em termos gerais, uma correlação positiva entre os dois cations, ao mesmo tempo que evidência uma tendência negativa entre a temperatura e os conteúdos tanto da abscissa quanto da ordenada. Esta tendência negativa indica uma redução no conteúdo fengita, que deve representar um incremento da temperatura metamórfica, ocasionando a substituição dos cátions Fe^{2+} e Mg^{2+} das camadas octaedrais pelo Al, conduzindo a mica para a composição teórica da muscovita.

Na Figura 7, onde os cátions interlamelares também são considerados, o diagrama tem por finalidade uma melhor caracterização da solução sólida mais pobre no conteúdo fengita. Segundo Cipriani et al. (op.cit., p. 274), a medida que o conteúdo

fengita diminui pelo incremento do grau metamórfico, o conteúdo paragonita aumenta gradativamente até certo ponto (representado no diagrama pela curva da temperatura), e então cai rapidamente com o aumento de poucas dezenas de graus centígrados.

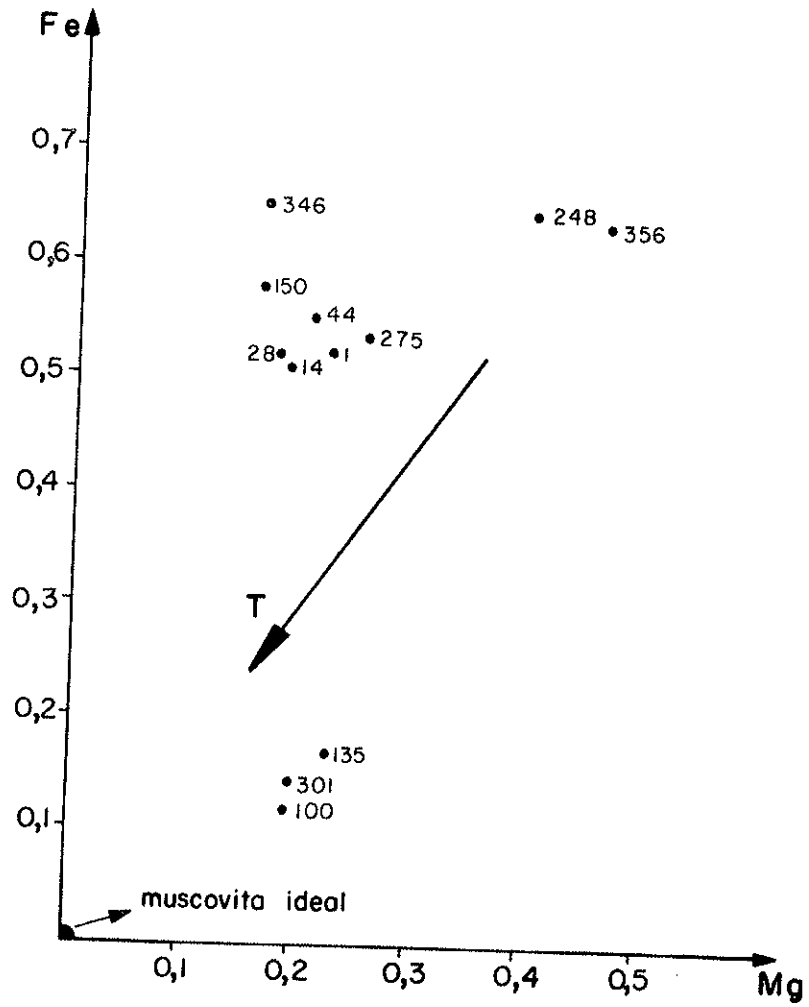


Figura 6 - Relação entre os íons de Fe e Mg das camadas octaedrais das muscovitas em função da temperatura

A figura 8 correlaciona o conteúdo fengita com a variação de pressão. A construção do diagrama é realizada de forma que o efeito da temperatura ocorra principalmente ao longo da abscissa, e o da pressão essencialmente ao longo da ordenada. As relações da composição da muscovita com a pressão, encontram amplo apoio em estudos experimentais, teóricos e empíricos, (ver citações em Guidotti e Sassi, 1976, p.12). Numerosos dados mineralógicos e petrológicos mostram a presença bastante comum de muscovita celadonítica em cinturões metamórficos de al

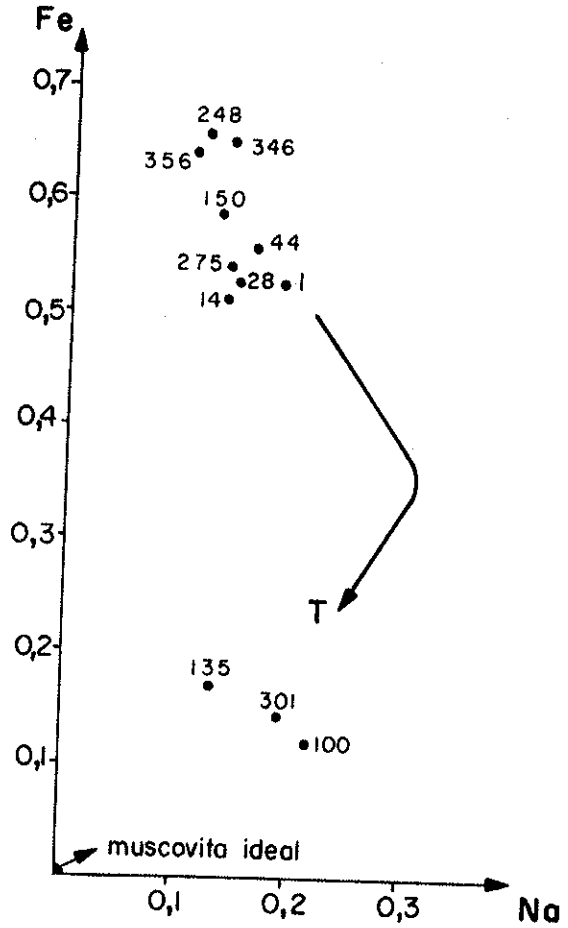


Figura 7 - Relação entre os íons de Fe das camadas octaedrais e de Na das posições interlamelares das muscovitas em função da temperatura.

ta pressão e baixa temperatura, (entre outros, Miyashiro, 1962 ; Velde, 1965; Sassi, 1972), verificando-se, por outro lado, um contínuo decréscimo da celadonita, na muscovita natural, pela redução da pressão (Cipriani et al., 1971; Seki, 1973, Tabelas 1 e 2). O crescente teor do Mg com o aumento da pressão, deve-se ao fato da fengita apresentar uma estrutura cristalina mais densa que a muscovita ideal, sendo sua formação e sua solução sólida favorecidas pelas condições de alta pressão.

Encontram-se representados na Figura 8, os campos determinados por Cipriani et al. (1971, p.270) com base em cerca de 400 análises químicas de muscovitas disponíveis na literatura, correspondendo respectivamente a: MA - pressões muito altas (fácies do glaucofânio xistos); A - pressões altas (fácies xistos

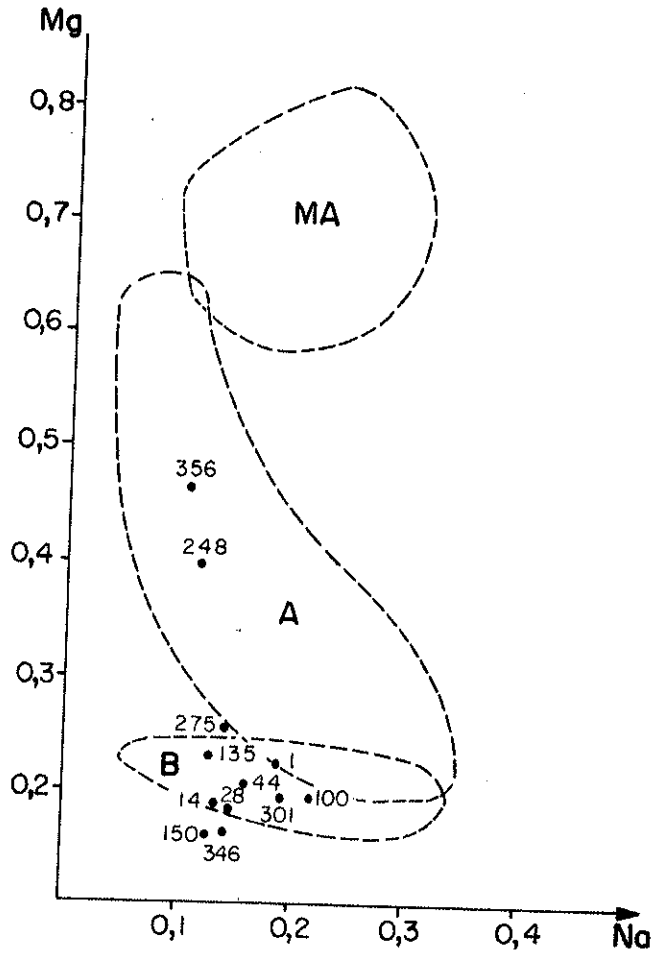


Figura 8 - Relação entre o Mg das camadas octaedrais e o Na das posições interlamelares como indicador barométrico. Os campos representados por MA (pressão muito alta), A (pressão alta) e B (pressão baixa), foram determinados por Cipriani et al. (1971, p.270).

verdes); e B - pressões baixas (séries faciais de baixa pressão).

Embora os autores supra citados tenham utilizado praticamente todos os dados disponíveis até então na literatura, os campos aí delimitados não podem ser considerados como de âmbito universal, pois estudos mais recentes, como por exemplo, na região de Maine (USA), apresentados por Guidotti (1973, Tabela 1; 1978b, Tabela 2) com paragêneses minerais por eles determinadas como equivalentes ao ponto tríplice da cianita-andaluzita-sillimanita, demonstram que as muscovitas possuem teores de Mg ao redor de 0,1%, isto é, bastante inferiores ao campo de baixa pres-

são do referido diagrama. Sendo assim, as informações fornecidas pela Figura 8, devem ser consideradas apenas como dados relativos à variação da pressão.

O exame das Figuras 6 e 7 revela, de imediato, que os pontos 100, 135 e 301 se aproximam mais da composição da muscovita ideal, o que poderia significar uma temperatura mais elevada para estas rochas localizadas a W da área focalizada.

Por outro lado, os demais pontos ocupam uma posição demasiadamente elevada nestes diagramas, formando um extenso hiato em relação aos anteriores, manifestando um enriquecimento pronunciado de Fe naquelas muscovitas. Ainda pela Figura 6, com exceção dos pontos 248 e 356, aquele mesmo grupo apresenta certa deficiência de Mg em relação ao Fe.

Como todo o Fe foi calculado como sendo Fe^{2+}, poderia estar havendo uma influência do Fe^{3+} que participa da solução sólida fengita-ferro fengita, contribuindo para a elevação destes pontos. Outrossim, a aparente deficiência em Mg poderia estar relacionada ao mesmo fenômeno, ou ainda, segundo Velde (1965, Figura 1), ser devida ao menor envolvimento do Mg em relação ao Fe^{2+}, em determinadas pressões, aumentando seu envolvimento com o incremento deste parâmetro. Esta última consideração encontra apoio nas posições ocupadas pelos pontos 248 e 356, nos diagramas das Figuras 6 e 8.

Comparando-se a distribuição dos pontos nas Figuras 6 e 7, com a posição dos mesmos na Figura 5, notamos que há uma correspondência fiel entre os três diagramas, levando a crer que o conteúdo fengita, nas muscovitas destas rochas, reflete sofrer uma influência direta da composição química da rocha total.

A observação da Figura 9, também conduz parcialmente a mesma conclusão. Assim, as relações isomórficas e a passagem para a fengita através do mecanismo Si + Mg (ou Fe^{2+}) $\rightleftharpoons Al^{IV} + Al^{VI}$, deveria provocar um enriquecimento substancial de Al^{IV} nas camadas tetragonais das muscovitas mais pobres em fengita (pontos 100, 135 e 301, que representariam maior temperatura), o que não é satisfeito. Isto deve-se ao fato destas rochas constituírem quartzitos praticamente puros, indicando que o sedimento original era pobre em argila e, consequentemente, com deficiência em alumínio.

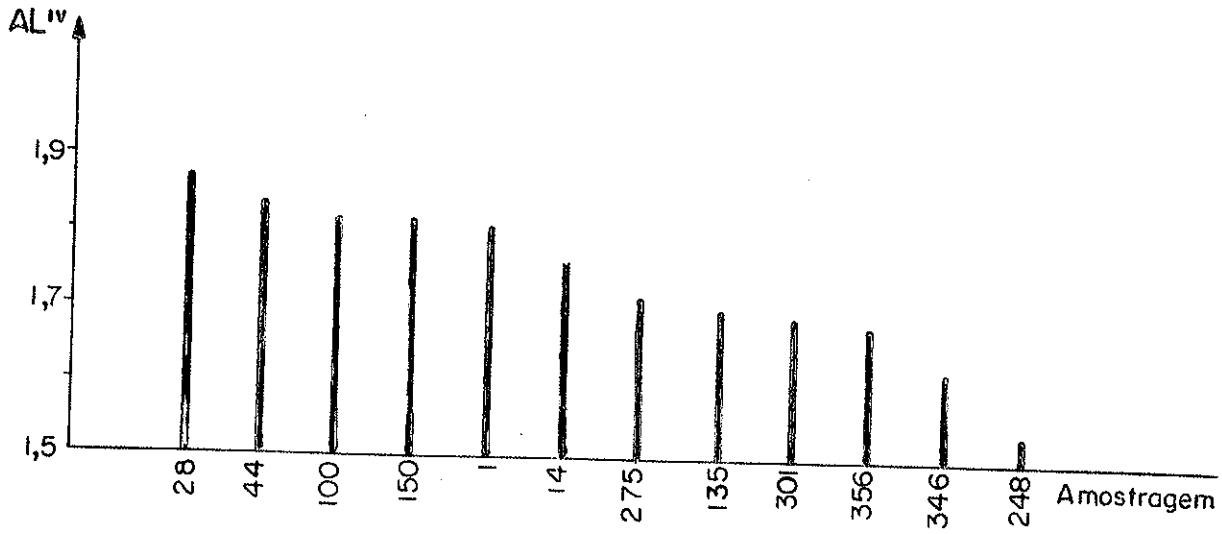


Figura 9 - Variação do alumínio de coordenação tetraédrica nas muscovitas da região de Itapira-SP. Cada barra representa a média de 100 determinações.

A pressão relativa revelada pela Figura 8, parece ser mais ou menos homogênea em toda a área. Apenas os pontos 356 e 248 oriundos de amostras localizadas próximo à falha de Jacutinga e de uma de suas subsidiárias, respectivamente, indicam uma provável recristalização a pressões mais elevadas e temperaturas menores que as demais amostras.

Pelas considerações acima, torna-se difícil dizer se o conteúdo fengita nas muscovitas, revelado pelos referidos diagramas, reflete realmente um acréscimo do gradiente metamórfico no sentido de oeste para leste na região de Itapira. Franco e Coutinho (1957, p.311) estudando um perfil entre Arcadas e Socorro, situado ao sul da área ora em foco, também determinaram que o grau metamórfico na região aumenta de oeste para leste. Contudo, não pode ser descartada a hipótese de que as litologias de maior grau metamórfico, descritas pelos referidos autores, pertençam ao embasamento do Grupo Amparo.

De qualquer forma, fica demonstrado uma vez mais, que o emprego da muscovita como mineral índice em áreas metamórficas, não pode ser desvinculado de certas precauções, principal

mente no que diz respeito à composição da rocha total e/ou sua assembléia mineralógica.

V.3.2. Fácies de metamorfismo e evolução petrogenética

O exame das paragêneses das rochas metamórficas, da área em foco, permite estabelecer pelo menos duas fases nítidas de metamorfismo. A predominante, gerada por metamorfismo regional crescente, é enquadrada seguramente na fácies anfibolítica, e a outra é resultante de um declínio deste metamorfismo regional com sinais de diaftorese em toda a área, chegando a atingir a parte superior da fácies xistos verdes.

A fácies anfibolítica manifesta-se nas diversas litologias pelas seguintes paragêneses típicas:

1. Nos biotita e hornblenda gnaisses predomina a associação hornblenda-biotita-oligoclásio (intermediário a básico)-epídoto-quartzo ± microclínio. Subordinadamente, nas porções N e E da área, bem como nos gnaisses graníticos a SE, aparece a associação diopsídio-hornblenda-(e/ou biotita)-andesina intermediaria-epídoto-quartzo ± microclínio. A presença de diopsídio, a média alcalinidade dos plagioclásios e a frequência com que aparece epídoto acompanhando oligoclásio e andesina, indicam, para estas rochas, condições brandas a no máximo médias da fácies anfibolítica.

2. Nos diopsídio meta-hornblenditos situados a SW da Fazenda Cristália, a associação hornblenda-diopsídio é característica para a parte média à alta da fácies anfibolítica (Miyashiro, 1975, p. 260), já que o diopsídio não se desenvolve em meta-ultramafitos nas condições mais brandas desta fácies. Por outro lado, a presença de andesina anfibolitos, que também ocorrem nestes locais com a paragênese andesina-hornblenda± biotita ± titanita ± (epídoto), exclui a possibilidade de tratar-se da parte mais alta da fácies anfibolítica, ou metamorfismo de grau alto de Winkler (1976), que permite enquadrá-las como sendo, possivelmente da parte média da fácies anfibolítica.

3. As rochas quartzíticas são bastante frequentes na região. Embora tenham composição um tanto variável, com a associação quartzo-muscovita ± oligoclásio ± microclínio, são rochas pouco sensíveis às reações metamórficas. Contudo, sua alternância

com os biotita e hornblenda gnaisses regionais e a frequente associação com leitos e lentes de anfibolitos e mesmo meta-hornblenditos, principalmente na sinclinal a NE de Itapira, permite concluir que os quartzitos foram também gerados na fácies anfibolítica. A não observância de sillimanita em sua paragênese, indica que estas rochas não atingiram a parte mais elevada da fácies anfibolítica, ou o metamorfismo de grau alto de Winkler (1976).

4. A constatação de início de anatexia nos biotita e hornblenda gnaisses a SW e N da área mapeada, evidencia que o metamorfismo nestes locais atingiu as condições mais enérgicas da fácies anfibolítica. Embora a muscovita seja um mineral raro nos gnaisses regionais sua presença é relativamente frequente no melanossoma destes gnaisses anatexíticos, o que indica segundo Winkler (1976, p.63), que a pressão d'água excedeu a 3,5 kb, e que a temperatura nesta pressão é de aproximadamente 660ºC.

A diaftorese sobreposta ao metamorfismo mais enérgico, afetando toda a região de Itapira, pode ser constatada nas rochas gnáissicas de um modo geral por numerosas reações, tais como: diopsídio→hornblenda, hornblenda castanha → hornblenda verde→ clorita, hornblenda → biotita, hornblenda → clorita, biotita→ clorita, granada → clorita, etc. Estas reações que estão acompanhadas de generalizada sericitização do plagioclásio, indicam que o metamorfismo retrógrado atingiu parcialmente as condições da fácies xistos verdes. Também os anfibolitos exibem sinais de retrometamorfose com o desenvolvimento de clorita e plagioclásio sericitizado, seguido da formação de epídoto. Ainda, nos diopsídio anfibolitos é característica a transformação do diopsídio em hornblenda.

A associação tremolita-talco em rochas magnesianas, como é o caso dos meta-peridotitos a SW da Fazenda Cristália, é, segundo Deer et al. (1977, p. 165), característica da fácies xistos verdes, o que vem confirmar a hipótese da região, ter sido afetada por fenômenos de diaftorese, após ter sofrido um metamorfismo de grau mais elevado.

As observações petrográficas das rochas metamórficas da região de Itapira, evidenciam que as mesmas foram geradas por metamorfismo progressivo na fácies anfibolítica, com alguns núcleos atingindo início de anatexia no Ciclo Transamazônico, ou

mesmo em evento mais antigo (ver capítulo correspondente à geocronologia). Este metamorfismo progressivo foi acompanhado de forte deformação tectônica, a qual foi superada pela recristalização.

Posteriormente, no Ciclo Brasiliano, as rochas sofreram as seguintes influências:

- Localmente, a migmatização por injeção de material granítico.
- Formação de biotita, a partir de máficos pré-existentes, e de hornblenda a partir de piroxênios.
- Retrometamorfismo generalizado que atingiu parcialmente a fácies xistos verdes.
- Intensa deformação pós-cristalina que levou à formação de cataclasitos, milonitos e ultramilonitos.

Tais derivações coadunam-se com as descritas por Wernick (1967, 1977, 1978a) para áreas circunvizinhas de Itapira.

VI. ASPECTOS ESTRUTURAIS

No contexto regional, a área mapeada pertence a faixa de rochas metassedimentares situadas entre o complexo granítico-migmatítico de Pinhal (Ebert, 1971), localizado no Bloco Pinhal (Penalva e Wernick, 1973b) ao norte,e o de Socorro (Wernick, 1967) pertencente ao Bloco Jundiaí (Hennies et al., 1967 ; Hasui et al., 1969; Wernick e Penalva, 1973), ao Sul (Figura 4).

O limite desta faixa com o bloco de Pinhal é feito por uma zona de falhamento verificado por Ebert (1968) e denominada Falhamento de Jacutinga por Wernick e Penalva (1973) e Ebert (1974), com direção geral N 70-80E. Constitui o limite entre os blocos de Jundiaí e de Pinhal.

O limite sul da faixa metassedimentar,com o complexo de Socorro, é considerado por Ebert (1968) como tectônico através do Falhamento de Socorro, com direção NNE a oeste do complexo, infletindo para E-W entre Ouro Fino e Pouso Alegre, a norte do Complexo.

VI.1. Fases de Dobramento

Fiori et al. (1978, 1980), Fiori (1979), Wernick e Fiori (1979) e Wernick et al. (1979) trabalhando na região nordeste do Estado de São Paulo e no sul do Estado de Minas Gerais, apresentaram, para a região,uma evolução estrutural policiclíca com a caracterização de pelo menos três fases regionais de dobramento com direções estruturais ENE-EW; N-NW e NNE - NE, atribuídas, respectivamente, aos Ciclos Transamazônico, Uruaçuano e Brasiliano. Principalmente em Fiori (1979), encontram-se descritos detalhadamente os padrões de interferência resultantes desta superposição estrutural.

Com o intuito de integrar a região, ora mapeada,no contexto da evolução estrutural regional, será feita breve caracterização das diversas fases de dobramentos que a afetaram.

Assim, na área de Itapira, foi possível o reconhecimento nítido de 3 fases de dobramento e, com ressalvas, de mais uma. Estão excluídas destas 4 fases, consideradas de caráter regional, fases subsidiárias tais como: dobras de arrasto , "kinking", etc. As 3 fases acima mencionadas, são facilmente re-

conhecidas a nível da carta geológica, nas associações litológicas que apresentam intercalações de leitos ou camadas de quartzitos, como pode ser visto no mapa litológico-estrutural anexo.

1. A fase de dobramento duvidosa refere-se aos gnaisses anatexíticos com isócrona verdadeira de 2.230 ± 39 m.a. (Figura 22), localizada na rodovia Itapira-Jacutinga a nordeste do Vilarejo de Sapucaí, podendo tratar-se de possíveis eventos referíveis ao Ciclo Jequié. Estes gnaisses anatexíticos exibem dobras irregulares, com zona apical espessada, e denotam origem dominantemente por fluxo num meio de elevada plasticidade. Ao nível atual dos conhecimentos adquiridos na área, não é ainda possível decidir se esta fase de dobramento é anterior à segunda fase de deformação ou se resulta da anatexia que a sucedeu. Contudo, Fiori (1979, p.93 e seguintes) menciona rochas anatexíticas do Complexo de Silvianópolis, localizadas nos arredores da cidade homônima no sul do Estado de Minas Gerais, como representando, possivelmente, o embasamento do Grupo Amparo. Aí, o referido autor descreve gnaisses fitados e bandeados em contatos bruscos com gnaisses anatexíticos, sem falhamentos, onde pode-se notar que a estrutura migmatítica pré-existente é nitidamente transposta por uma foliação mais nova, originada nos metassedimentos do Ciclo Transamazônico.

A resolução deste problema, na área em foco, representará estudos adicionais geocronológicos e estruturais de detalhe, estes últimos destinados a verificar se estas rochas foram cisalhadas e transpostas por ação da segunda fase de dobramento.

2. A segunda fase de dobramento, a mais intensa da área, caracteriza-se pelo desenvolvimento de dobras isoclinais. Conforme já descrito em capítulos precedentes, distingue-se por toda a área uma foliação metamórfica bem desenvolvida, paralela ao acamamento, podendo ser denominada de xistosidade, gnaissificação ou simplesmente foliação, conforme o tipo litológico em que ocorre. Essa foliação, tida como desenvolvida nesta fase, originou-se por dobramento isoclinal, o qual deu origem a uma foliação plano-axial paralela ao antigo acamamento sedimentar. Trata-se, portanto, de uma foliação de transposição, conferindo às rochas um caráter cataclástico generalizado, bem evidenciado pela cataclase e estiramento dos cristais, principalmente de quartzo e feldspato, ao longo dos planos de foliação. Entretanto, lo-

calmente, as rochas exibem sinais mais ou menos patentes de recristalização, com desenvolvimento de textura blasto-cataclástica indicando que o fluxo de calor superou a fase principal de deformação cataclástica. O mecanismo que originou essa foliação de transposição, encontra-se bem elucidado no trabalho de Fiori (1979, p.66 e seguintes).

Os sinais deste dobramento estão preservados principalmente sob a forma de pequenas dobras isoclinais, caracterizadas por um forte espessamento dos ápices e um consequente adelgaçamento nos flancos. Neste último caso, originaram-se dobras intrafoliares disruptas. Os ápices dessas dobras apresentam ainda uma crenulação bem desenvolvida, paralela à superfície axial, sendo concordantes com a foliação observada nas rochas adjacentes. Assim, os traços axiais desta fase de dobramento são paralelos à foliação das rochas da área.

Dobras desta fase, em escala de afloramento, não são muito comuns, ocorrendo de uma forma isolada e esparsa, devendo-se limpar cuidadosamente os afloramentos, perpendicularmente à foliação, para que sejam descobertas.

A superfície axial dessas dobras não apresenta uma inclinação definida, tendo-se visto dobras com a superfície axial variando de horizontal até vertical, devido ao redobramento a que foram submetidas. São dobras desenhadas pelo antigo acamamento sedimentar, possível ainda de ser identificada pela alternância de camadas de composição, granulometria e constituição diferentes.

Seus traços axiais, que correspondem ao traço da foliação e do acamamento no mapa litológico-estrutural anexo, variam bastante na direção, devido não somente aos redobramentos posteriores, como também pela rotação de blocos causados por uma intensa tectônica ruptural.

3. Em algumas partes da área em foco, uma terceira fase de dobramento provocou o redobramento da foliação gnáissica plano axial da fase de dobramento anterior.

A Figura 10 mostra a forma de uma estrutura a leste da Fazenda do Jardim, situada ao sul da rodovia Itapira-Lindóia. Como pode-se notar, os traços axiais da 3a. e da 2a. fases de dobramento, dispõem-se quase paralelamente, a não ser no ápice da

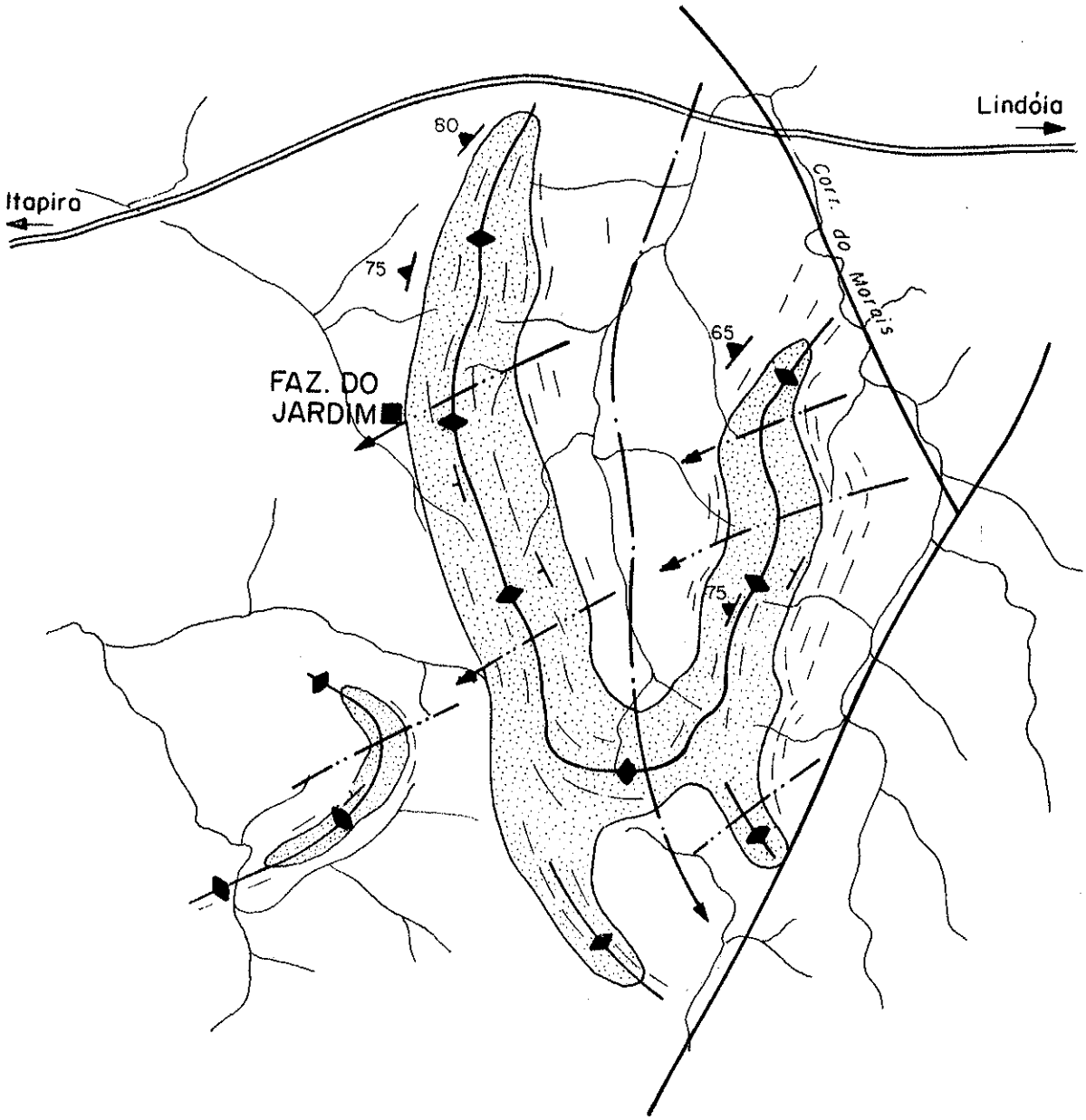
3a. fase, quando o traço axial da 2a. cruza com o traço da 3a.formando um ângulo de quase 90º entre si. O paralelismo entre os traços axiais sugere que o redobramento foi intenso, produzindo dobras do tipo fechadas a isoclinais. Portanto, a superposição da 3a. fase de dobramento sobre a 2a., também de caráter isoclinal, deu-se em uma direção aproximadamente ortogonal em relação a 2a. fase.

Mesmo a nível de fotointerpretação pode-se observar, na referida estrutura, a natureza isoclinal do dobramento da 3a. fase, com flancos inclinados para sudoeste. Estes fatos encontram apoio nos dados de campo, tendo-se verificado dobras isoclinais da 3a. fase, a nível de afloramento. Ainda pelas fotografias aéreas, os traços da 2a. fase são identificados por seu aspecto algo mais irregular e por se dobrarem em torno dos traços da 3a. fase. Na verdade, o traço axial da 2a. fase pode ser observado acompanhando-se os flancos da estrutura, pois é paralela à foliação gnaíssica, enquanto que o traço axial da 3a. fase praticamente divide a estrutura em sua parte média, com o traço axial da 2a. fase dobrada à sua volta.

Os planos e traços axiais das dobras desenvolvidas nesta fase, têm direção em torno de NNW-NW, às vezes mais ou menos deslocada, devido a movimentos de rotação dos blocos tectônicos. No caso da estrutura da Figura 10, a orientação geral de seu plano axial foi estimada como sendo N10W/75SW, com o eixo mergulhando 75º para SW.

Entre outras estruturas similares presentes na área, destaca-se a situada a sudoeste da Fazenda da Fortaleza.Dobras a nível de afloramento, desta 3a.fase, são extremamente raras na área e mostram orientação um tanto variável, embora pareçam predominar aquelas com planos axiais orientados segundo o quadrante NW.

Sabe-se que o dobramento em questão é da 3a. fase, porque estas são desenhadas pela foliação de transposição, disposta paralelamente ao bandeamento de origem sedimentar, e resultante de dobramento isoclinal em fase anterior, denominada de 2a. fase. Dessa forma, fica patente o redobramento, caracterizando uma evolução pelo menos polifásica para as rochas da área. Como o dobramento da 3a. fase também é de natureza isoclinal, é de se espe



LEGENDA

Ferrovias

Drenagem

Rodovia pavimentada

Contato Litológico

Lineações Fotogeológicas

Traço Axial da 2º Fase de Dobras

Traço Axial da 3º Fase de Dobras (com sentido de caimento).

Traço Axial da 4º Fase de Dobras (com sentido de caimento).

Falhas

N

ESCALA

0 1

Km

Quartzitos variados associados com biotita e/ou hornblenda gnaisses, biotita xistos e gonditos.

Biotita e/ou hornblenda gnaisses com intercalações de quartzitos variados, biotita xistos, anfibolitos, biotita gnaisses porfiroblásticos, gnaisses graníticos e raros gonditos.

rar que tenha, originado por sua vez, uma foliação paralela à superfície axial. Entretanto, não foi verificado o desenvolvimento de foliação plano axial nítida, nem patente recristalização pós-deformacional, sugerindo ter a deformação superado a fase de fluxo de calor. Provavelmente, em outras áreas onde ocorram rochas de granulação mais fina como, por exemplo, meta-siltitos e meta-argilitos, uma nova foliação plano axial tenha se desenvolvido de forma mais evidente.

Na estrutura da figura 10, e em outras da mesma fase, pode-se observar ainda um outro tipo de dobra afetando tanto os traços axiais da 2a. como os da 3a. fase de dobramento. São dobras mais recentes, referíveis à 4a. fase de dobramento, pois afetam as duas séries anteriores, produzindo pequenas ondulações nos flancos das dobras da 2a. e 3a. fases.

Estas estruturas ressaltam no relevo por apresentarem normalmente camadas mais ou menos espessas de quartzitos,que ocorrem intercalados concordantemente com os biotita e/ou hornblenda gnaisses, tornando-se facilmente identificáveis em fotografias aéreas, ou mesmo no campo.

4. Uma quarta fase de dobramento bastante evidente em toda área mapeada, pode ser verificada a nível do mapa litológico-estrutural anexo, seja através de dobras suaves produzindo ondulações nos flancos de fases anteriores, seja através de dobras denotando maior intensidade, originando diversos sinformes e antiformes. Esta fase de deformação plástica gerou dobras com direção NE-SW.

As ondulações que se manifestam nos flancos tanto das dobras da 2a. como da 3a. fase (como pode facilmente ser verificado na estrutura a leste da Fazenda do Jardim, Figura 10) , são do tipo concêntricas e abertas. Devido à elevada inclinação regional da foliação metamórfica das rochas, essas dobras apresentam o eixo com forte caimento, tanto para NE como SW, conforme o flanco das dobras anteriores em que se situem. Como reflexo de sua pequena intensidade, os eixos destas ondulações são transversais em relação aos eixos da 2a. fase de dobramento. Embora a direção preferencial do traço axial destas inflexões seja NE, elas apresentam variações ou para N-S ou E-W, devido à movimentação de blocos por influência das diversas falhas que cortam toda a área. No mapa litológico-estrutural anexo, essas dobras aber-

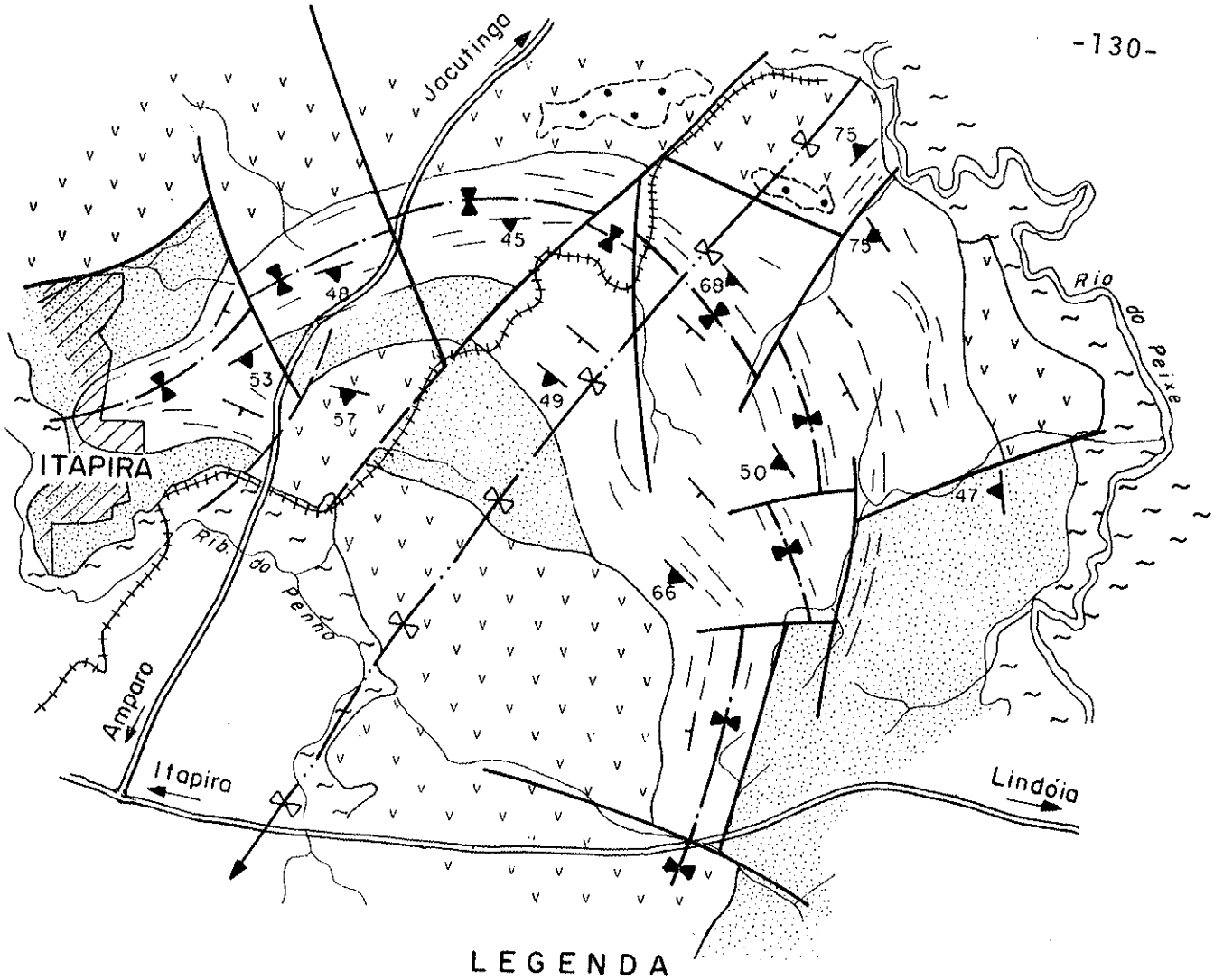
tas podem ser notadas pelas ondulações das linhas de forma estrutural deduzidas da fotointerpretação,principalmente quando estão presentes leitos de quartzitos.

As estruturas sinformes e antiformes, de expressão variável na área, resultam de dobras também de natureza concêntrica, geradas por processo flexural. Dentre estas, o exemplo mais expressivo é a estrutura sinforme de Itapira (Fig.11), situada imediatamente a leste da cidade homônima.

A constatação de dobras da 2a. e 4a. fase é tarefa bastante facilitada, mesmo no campo, quando se tem em mente que as dobras da 4a. fase são desenhadas pela foliação de transposição da 2a. fase. Conforme já referido anteriormente, a foliação de transposição foi gerada por um dobramento isoclinal intenso , tendo-se desenvolvido paralelamente à superfície axial das dobras da 2a. fase. Assim, as dobras da 4a. fase são obtidas pelo dobramento da superfície axial e dos flancos das dobras da 2a.fase.

A forma da zona periclinal da estrutura sinforme de Itapira, esquematizada na Figura 11, deve-se à inclinação relativamente elevada do eixo da 4a. fase de dobramento, estimada graficamente em 50º para SW. Aí, o traço axial da 2a. fase de dobramento que acompanha a foliação metamórfica, apresenta-se irregular e fragmentado, enquanto o traço axial da 4a. fase é bastante constante e regular na sua direção. Considerando-se o paralelismo entre os traços axiais da 2a. e 4a. fases de dobramento, que ocorre ao sul do "nariz" da referida estrutura, e tendo- se em vista que a 2a. fase é de natureza isoclinal e a 4a. é do tipo aberta e concêntrica, somos levados a admitir que o dobramento da 4a. fase é coaxial em relação ao da 2a. fase. Assim,a pronunciada perpendicularidade entre os referidos traços axiais no "nariz" do sinforme, nada mais é do que um reflexo da elevada inclinação do eixo da 4a. fase. Esta conclusão de redobramento coaxial é compatível com as observações de Fiori (1979, p.96) para a região de Silvianópolis, no extremo sul do Estado de Minas Gerais.

A natureza flexural desta 4a. fase de dobramento pode ser constatada no próprio sinforme da Itapira, onde foi efetuado um corte de talude, na rodovia, para a construção do novo trevo de Itapira. Aí, acompanhando as superfícies dos planos de



LEGENDA

- Ferrovias
- Drenagem
- Rodovia pavimentada
- Contato Geológico
- Contato Geológico Inferido
- Falha
- Falha Inferida
- Lineações Fotogeológicas
- 60 Atitude de Foliação Metamórfica
- Traço Axial da 2ª Fase de Dobras
- Traço Axial Sinformal da 4ª Fase de Dobras (com sentido de caimento).

N

ESCALA

0 1 2

Km

- Aluvião e Eluvião.
- Quartzitos variados associados com biotita e/ou hornblenda gnaisses, - biotita xistos e gonditos.
- Biotita e/ou hornblenda gnaisses com intercalações de quartzitos variados, biotita xistos, anfibolitos, biotita gnaisses porfiroblásticos, gnaisses graniticos e raros gonditos.
- Biotita e/ou hornblenda gnaisses e biotita xistos com intercalações de anfibólitos e gonditos.
- Meta - hornblenditos e ultramáficas.

gnaissificação dos muscovita quartzitos, ocorrem estrias de deslizamento flexural com até 0,5 cm de profundidade, apresentando direções entre N20-30E, com inclinação entre 9º e 15º para SW.

Aparentemente, nesta última fase de dobramento também não ocorre conspícuo desenvolvimento de foliação plano axial e recristalização pós-deformacional. As paragêneses das rochas afetadas, da fácies xistos verdes, são indicativas de um baixo fluxo de calor e o padrão de deformação denota certa rigidez das rochas deformadas. Na estrutura sinforme de Itapira, foi verificado localmente, um cerrado fraturamento do muscovita quartzito paralelamente ao plano axial destas dobras, com alguns minerais de muscovita mostrando a mesmo orientação. Portanto, um estudo mais detalhado em ápices de dobras em biotita xistos, que ocorrem intercalados nos muscovita quartzitos, pode revelar o desenvolvimento de tal foliação.

Medidas realizadas nas raras dobras a nível de afloramento no sinforme de Itapira, apresentaram atitudes bastante variáveis, com planos axiais entre N20-60E, com altos mergulhos tanto para NW quanto para SE. Os eixos apresentam inclinação entre 30 e 50º para SW.

A 4a. fase de dobramento, como no caso da anterior, é mais facilmente percebida devido às intercalações de quartzitos que sobressaem na topografia.

O reconhecimento de possivelmente 4 fases de dobramento com características distintas sugere, para a área de Itapira, a existência de uma evolução tectônica policíclica. Embora coadune-se com os resultados obtidos por Fiori et al. (1978) e Fiori (1979) ao nível regional, no qual a área em foco se acha inserida, não pode ser descartada a hipótese de que algumas fases de dobramento sejam, em realidade, deformações polifásicas ligadas a um ou mais ciclos, como sugerido por Hasui e Sadowski (1976) para a região de São Paulo, já que a sequência das 4 fases de deformação são compatíveis com dobramentos que ocorrem em sistemas rochosos caracterizados por um enrijecimento progressivo. Entretanto, o caráter polimetamórfico das rochas sucessivamente deformadas, é indicativo de vários fluxos de calor de caráter regional, sob regimes de temperatura e pressão distintas,que encontram os seus reflexos em isócronas Rb/Sr e datações K/Ar re

feríveis a vários ciclos (capítulo VII).

Assim, a 2a. fase de dobramento, que é a responsável pela foliação de transposição das rochas metamórficas da fácies anfibolítica, é comprovadamente de idade transamazônica. Já a 4a. fase de deformação, que provoca o redobramento das 2a. e 3a. fases, afetando rochas com paragênese também dos xistos verdes (cuja fácies, corresponde, conforme datações K/Ar, ao metamorfismo retrógrado ocorrido no Brasiliano), é possível de ser enquadrada como desenvolvida no Ciclo Brasiliano.

A deformação plástica que gerou as dobras da 4a. fase de dobramento, com direção geral NE-SW, foi seguida por deformações rígidas que originaram, entre outras, o falhamento transcorrente de Jacutinga.

A 1a.fase que seria a mais antiga e de caráter duvidoso, correlacionada tentativamente ao Ciclo Jequié, embora tenha sido constatada por Fiori (1979) no Complexo de Silvianópolis ao norte da área ora mapeada, requer estudos adicionais estruturais e geocronológicos de detalhe para a sua comprovação no referido Ciclo.

A 3a. fase de dobramento, que redobrou a 2a. fase e foi afetada pela 4a, não mostra evidências de recristalização pós-deformacional, dificultando a sua correlação com possíveis ciclos metamórficos. No entanto, sua direção geral NW-SE, característica de uma fase de dobramento de âmbito regional, correlacionada tentativamente ao Ciclo Uruaçuano por Fiori et al. (1978), adicionada às datações Rb-Sr realizadas na estrutura situada a SW da Fazenda Fortaleza, que apresentaram idades ao redor de 1.140 ± 88 m.a. (Figura 23), sugerem a possibilidade desta fase estar relacionada a um evento intermediário aos Ciclos Transamazônico e Brasiliano.

VI.2. Estruturas Locais

VI.2.1. Procedimento de campo e tratamento dos dados

Os dados estruturais resultantes do mapeamento da área em questão, evidenciam padrões de deformação muito complicados. Isto resulta, provavelmente, do caráter polifásico e também

do magmatismo, migmatização e fraturamento intenso que afetaram as rochas regionais.

Tendo-se em vista o grande número de pequenos blocos resultantes do intenso falhamento que afetou a área, o que por vários motivos impossibilita a análise de cada domínio individualmente, optou-se embora de modo precário, pela subdivisão da área em setores. Assim, o mapa litológico-estrutural foi dividido em 4 setores (Figura 12) com dimensões aproximadamente similares, representando de forma global os principais domínios estruturais da área em foco.

Conforme pode-se ver na Figura 12, o Setor 1 representa a faixa que bordeja as rochas sedimentares da Bacia do Paraná; o Setor 2, a faixa centro-sul, envolvendo o sinforme e demais estruturas a leste de Itapira; o Setor 3, a faixa a leste da área; e o Setor 4, a porção norte, mais diretamente afetada pelo falhamento de Jacutinga.

Aproximadamente 1884 medidas estruturais foram obtidas na área mapeada, sendo estes valores tratados de maneira a facilitar o estudo do padrão tectônico da região. O inventário dos parâmetros estruturais foi feito sistematicamente, quando possível, em todos os afloramentos, sendo agrupados nas seguintes categorias: foliação, acamamento, juntas, falhas principais e subsidiárias, foliação em milonitos, planos axiais, eixos de dobras e veios de quartzo e pegmatitos. Em particular, a foliação (gnaissificação, xistosidade e foliação de transposição) e as juntas para cada setor, além dos veios de quartzo e pegmatitos, falhas e foliação em milonitos de toda a área, tiveram seus polos lançados em diagramas de igual área (Schmidt-Lambert). A avaliação estatística dos dados foi feita pelo método gráfico, sendo os diagramas de contorno no hemisfério inferior, obtidos a partir da rede de integração LAMPRO 212 de Braun (Braun,1969).

VI.2.2. Elementos estruturais

1. Foliação

Os metamorfitos da região de Itapira exibem, como referido anteriormente, concordância entre o acamamento original e a foliação de transposição. Boas exposições de concordância en

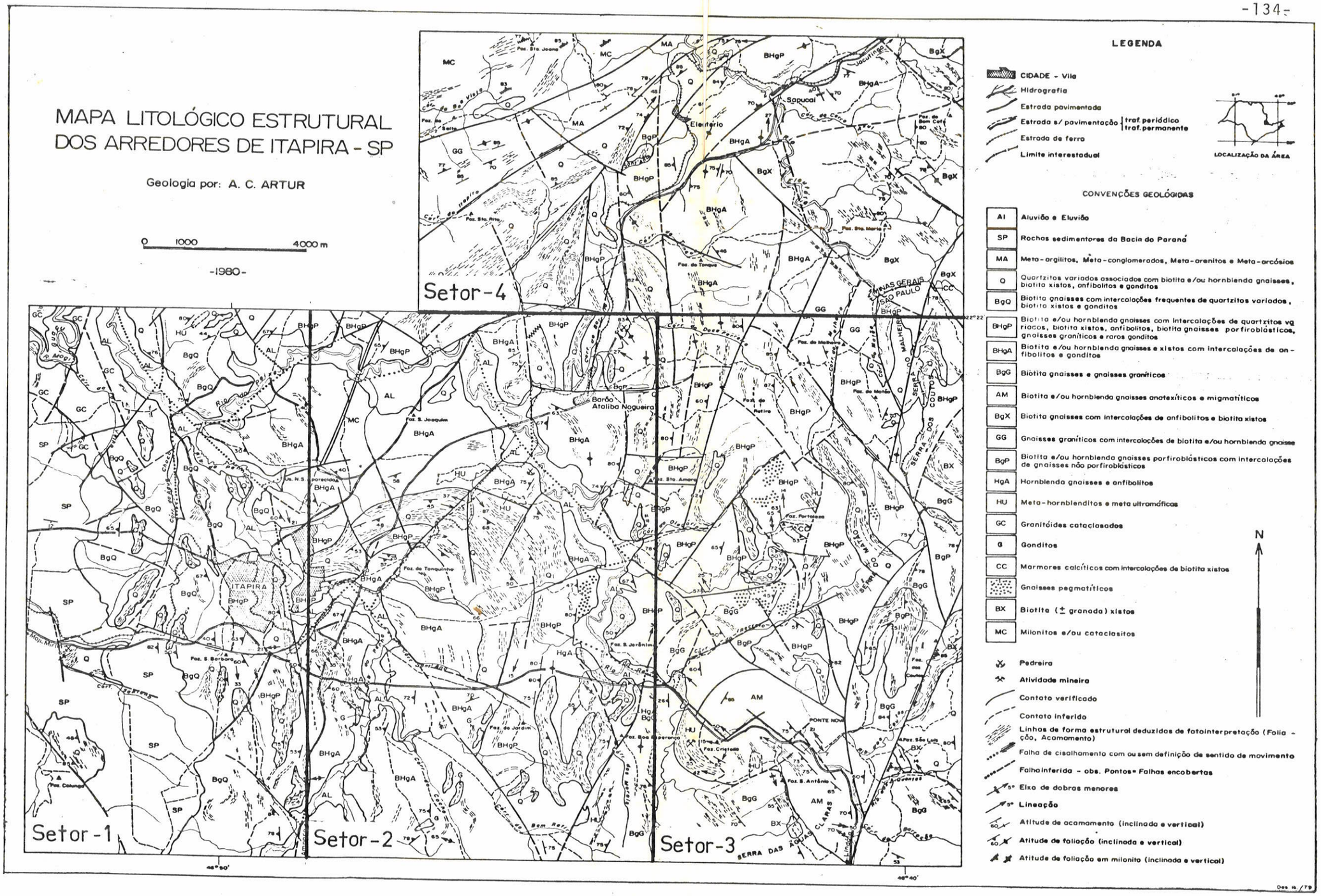


FIGURA 12 - DIVISÃO DA ÁREA MAPEADA "EM SETORES", PARA FINS DE CARACTERIZAÇÃO DE ELEMENTOS ESTRUTURAIS (—— LIMITE ENTRE SETORES)

tre o acamamento e a foliação podem ser vistos, principalmente nas associações litológicas (B), (C) e (D), onde os contatos entre leitos e camadas de quartzitos, gnaisses graníticos, biotita xistos e gonditos com o gnaisse regional são bastante frequentes.

Para auxiliar na interpretação da atitude preferencial da foliação, foram elaborados os diagramas de contorno presentes nas Figuras 13 e 14, com os diversos máximos deduzidos listados em ordem de frequência para cada Setor na Tabela 4. Estão excluídos, evidentemente, o acamamento e a estratificação das rochas sedimentares da Bacia do Paraná, bem como a clivagem ardosiana dos metassedimentos da Formação Eleutério.

Os dados obtidos pela integração dos máximos deduzidos dos diagramas de contorno (Tabela 4), mais as informações fornecidas pelo mapa litológico-estrutural anexo e pelas fases de dobramentos anteriormente descritas, evidenciam uma pronunciada variação na orientação da foliação para a área de Itapira.

Assim , o estereograma do Setor 1, visto como um todo, apresenta simetria triclínica, o que é típico de áreas de redobramento. O máximo I, exibindo uma única concentração de pólos, e com atitude da foliação NS/55W, é sugestivo de dobramento isoclinal simétrico, devendo representar a 2a. fase de dobramento, responsável pelo desenvolvimento da foliação plano axial,descrita anteriormente. O máximo II com a atitude da foliação N60E/56NW, e o máximo III com N38W/78 NE e N45W/39NE respectivamente, poderiam representar a reorientação da foliação causada pela 4a. fase de dobramento, que teria produzido inflexões nos flancos das dobras da 2a. fase, já que não foram reconhecidas dobras seguramente da 3a. fase de dobramento neste Setor 1. Portanto, as dobras da 2a. fase apresentariam ondulações nos seus flancos, com orientação da foliação variando aproximadamente entre N60E a N45W, com mergulhos respectivamente para NW e NE.

Pelo exame do mapa litológico-estrutural, nota- se ainda, que o Setor 1 encontra-se representado por um grande número de pequenos blocos tectônicos apresentando leve rotação e possivelmente com basculamentos. Desta forma, a atitude da foliação deve variar de bloco para bloco, de acordo com o grau de movimentação, sendo em grande parte responsável pela variação geral exi

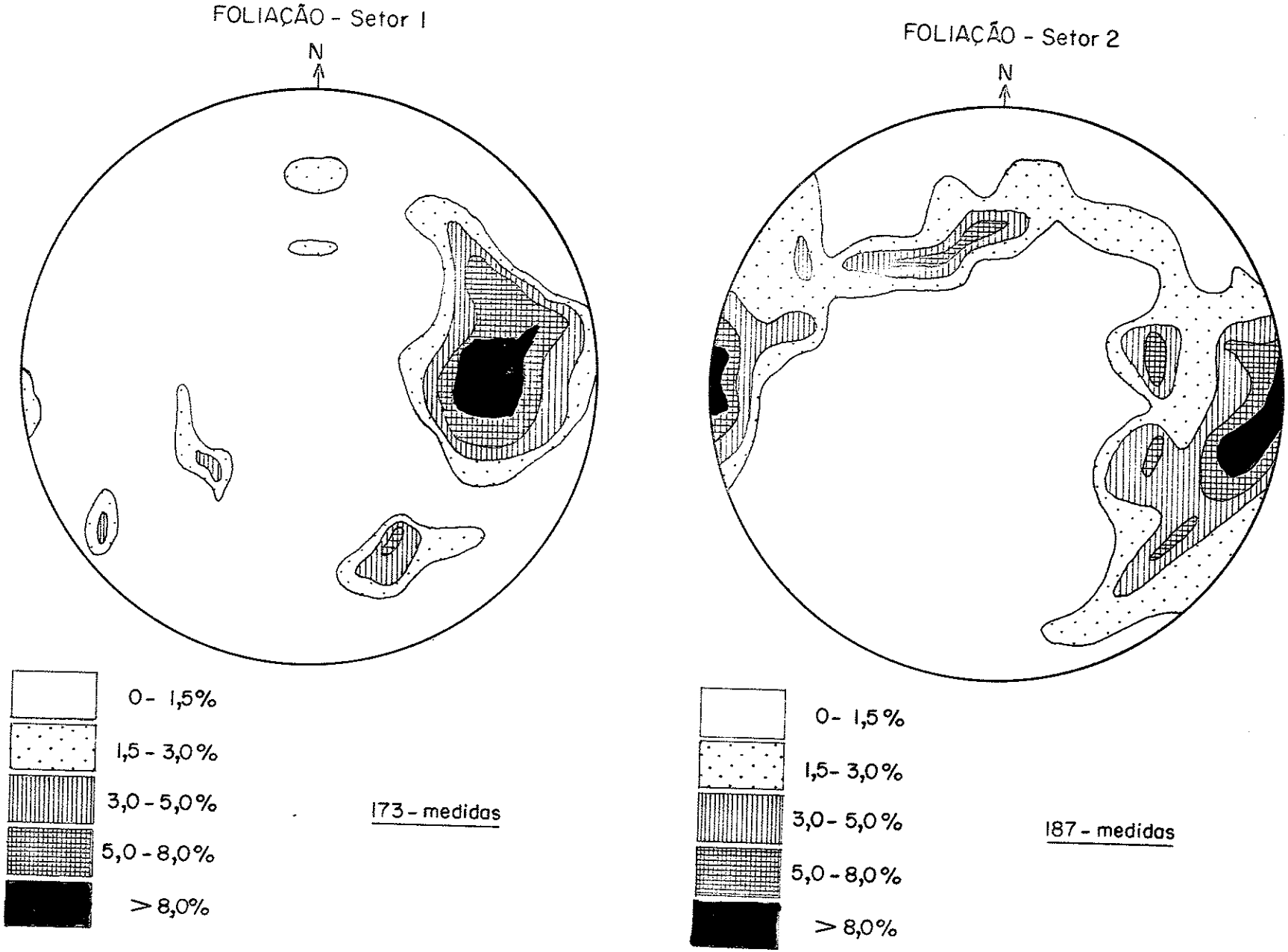


Figura 13 - Diagramas de contorno de pólos das normais (obtidos na rede Schmidt-Lambert, Hemisfério Inferior) a Foliações dos Setores 1 e 2.

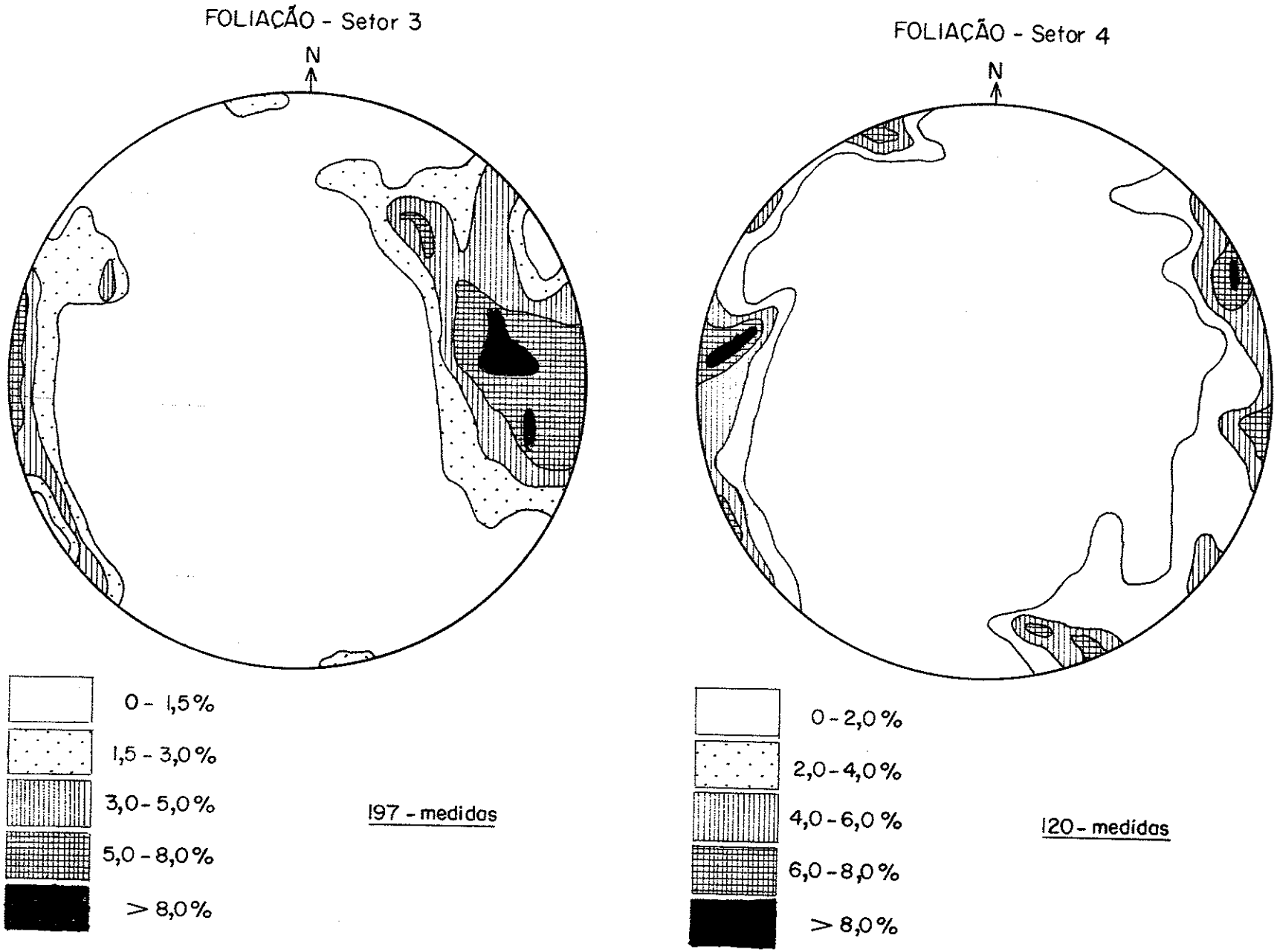


Figura 14 - Diagramas de contorno de pólos das normais (obtidos na rede Schmidt-Lambert, Hemisfério Inferior) a Foliações dos Setores 3 e 4.

Setores	Máximos	Atitudes
1	I	NS/55W
	II	N60E/56NW
	III	N38W/78NE N45W/39NE
2	I	N8E /$^{80NW}_{V}$
	II	N20E/50NW N37E/70NW N70E/46SE N15W/49SW
3	I	N6W/62SW N10E/73NW
	II	N26E/65SE N50W/58SW
4	I	N8E /$^{72}_{86}$SE N25W/87SW
	II	N66E/V N68E/74NW
	III	N38E/V

Tabela 4 - Máximos em ordem de frequência obtidos a partir dos diagramas de contorno das figuras 13 e 14 para atitudes de foliação dos setores 1,2,3 e 4 dos Arredores de Itapira - SP.

bida pelos máximos. Assim, o estudo estatístico para a variação da atitude da foliação relacionada às fases de dobramento, deve ser efetuado em blocos (domínios) individuais.

O estereograma do Setor 2, visto como um todo, reflete de imediato, o "nariz" da estrutura sinforme a leste de Itapira. O máximo 1, com a foliação mostrando atitude N8E/Subv., refere-se provavelmente à orientação preferencial da foliação plano axial desenvolvida na 2a. fase de dobramento, bem como aos flancos das dobras da 4a. fase que seriam coaxiais em relação à 2a. fase.O máximo II,com as seguintes orientações da foliação: N20E, N37E, N70E e N15W, resultando uma quirlanda completa, indicam o redobramento da foliação plano axial da 2a. fase em torno do eixo da 4a.fase de dobramento. A 3a. fase de dobramento, que pode ser verificada na parte sudoeste do Setor 2, no flanco direito da estrutura sinforme de Itapira, não é percebida no estereograma, por apresentar seus flancos com orientação praticamente N-S, e pela superposição da 4a. fase de dobramento bastante intensa no referido Setor.

As concentrações de pólos no estereograma do Setor 3, não mostram tendência à distribuição em guirlanda. Os máximos I, com atitudes de foliação N10E/73NW e N6W/62SW, indicam, para a mesma, uma orientação média N-S, e os máximos II, com atitudes N26E/65SE e N50W/58SW, refletem variações para NNE-SSW e para NW-SE, respectivamente. A ausência de um ponto máximo bem definido e a impossibilidade de se obter qualquer tipo de guirlanda completa, são características de áreas com dobramentos superpostos. Nestas, a foliação originada em uma fase de dobramento, sofre rotação ao longo de cada eixo das dobras superpostas (na área em questão são reconhecidas pelo menos três fases de dobramentos sucessivos), ocasionando uma dispersão dos valores que se traduz , no diagrama, por uma impossibilidade de se relacionar a orientação da foliação à uma dada fase de dobramento. Ainda, observando se o intenso fraturamento apresentado no mapa litológico-estrutural anexo (ou na Figura 12), percebe-se que a acentuada variação na atual atitude da foliação no Setor 3 é, em grande parte, resultante do rotacionamento e basculamento dos blocos por falhamentos.

O diagrama de pólos de superfícies S do Setor 4,na parte norte da área, apresenta à semelhança do anterior, uma dis

persão dos valores,originando uma série de máximos. Assim, as concentrações de pólos apresentam os máximos I com N8E/Subv. e N25W/Subv., máximos II com N66E/V e N68E/74NW, e máximo III com N38E/V. Com exceção do máximo I, cuja orientação da foliação N25W representa em verdade a parte sudeste do Setor 4 (Figura 12), todos os demais máximos apresentam como orientação da foliação o quadrante NE. A grande variação da orientação da foliação, preferencialmente dentro do quadrante NE, sem a definição de um único máximo, impossibilita a correlação com qualquer fase de dobramento. Observando-se a Figura 12, nota-se no Setor 4 uma série de falhas com direção geral NE-SW, inclusive a unidade MC (milonitos e/ou cataclasitos) no extremo norte, constituindo parcialmente a zona de transcorrência de Jacutinga com foliação milonítico-cataclástica também orientada para NE. Assim, a foliação gnáissica acima referida, adquire essa orientação NE-SW em toda porção noroeste do Setor 4, pelo deslocamento e consequente rotação dos blocos tectônicos ao longo dos planos de deslizamento que produzem a zona de falhamento de Jacutinga.

Levando-se em consideração que o rejeito total ao longo do falhamento de Jacutinga deva ultrapassar a casa dos 100 km (Rodrigues, 1976; p.33), torna-se possível imaginar a sua influência nas rochas adjacentes. Além disso, a foliação com orientação NW, na parte sudeste do Setor 4, que se inflete para NE à medida que se aproxima da falha de Jacutinga, a noroeste do referido Setor, é bastante nítida, deixando claro que sua atual orientação é uma influência direta dos falhamentos.

Portanto, a área mapeada, que à primeira vista apresenta uma foliação com direção global N-S e mergulhos elevados, normalmente superiores a 50º, revela quando examinada por partes, uma considerável variação na sua orientação. Este fenômeno é devido não somente à reorientação causada pelas fases de dobramentos superpostos, mas, em grande parte, à influência dos falhamentos. Assim, pelo deslocamento e rotação dos blocos, a foliação com orientação NW-SE no extremo sudeste da área, apresenta tendências a adquirir reorientação N-S, à medida que se caminha tanto para oeste como para norte, com consequente e acentuada inflexão para NE nas proximidades da zona de falhamento de Jacutinga, a noroeste da área.

2. Juntas

Os diagramas estruturais correspondentes às juntas foram também elaborados individualmente para cada setor, conforme subdivisão apresentada na Figura 12. Os diagramas de contorno estão representados nas Figura 15 e 16, com os diferentes máximos deduzidos, contidos na Tabela 5.

Os máximos obtidos para os diversos setores (Tabela 5), denotam a existência de um grande espalhamento de pontos, não configurando uma homogeneidade dos valores entre os diversos setores. Mesmo a nível de setor, torna-se difícil correlacionar os sistemas de juntas a uma estrutura definida. Considerando- se que a área apresenta pelo menos três fases de dobramento sucessivos, a orientação dos sistemas de juntas relacionados às dobras, pode variar de um setor para outro de acordo com a maior intensidade local de uma ou mais fases de dobramentos.

No caso do Setor 2, onde o maior número de medidas de juntas foi efetuado exatamente na estrutura sinformal de Itapira, originada na última fase de dobramento, parece haver uma ligeira correspondência entre a referida estrutura e os sistemas de juntas. Neste caso, a estrutura apresentando traço axial com orientação aproximada de N45E, mostraria o seguinte conjunto de juntas: o sistema subvertical N45E correspondendo a juntas do tipo longitudinal; o N65W à transversal, e os EW e N5E às diagonais (Loczy e Ladeira, 1976, p. 77). Também estão presentes neste setor, dois sistemas com mergulhos relativamente baixos,N28W/17SW e N83E/35SE, não paralelos ao plano axial da referida estrutura. Portanto, segundo Bagdley (1959; Fig. 286) estes não estariam aparentemente relacionados à estrutura.

Além das fases de dobramentos, com seus prováveis conjuntos individuais de juntas, ocorre também o fraturamento resultante dos sistemas de falhamentos. A consequente movimentação dos blocos provocada pelas falhas, seja através de rotação ou deslocamento na vertical, permite um maior entendimento do caráter dispersivo na orientação dos sistemas de juntas. Isto ocorre praticamente em todos os setores, em especial no Setor 4, e é muitas vezes perceptível mesmo no mapa litológico-estrutural anexo.

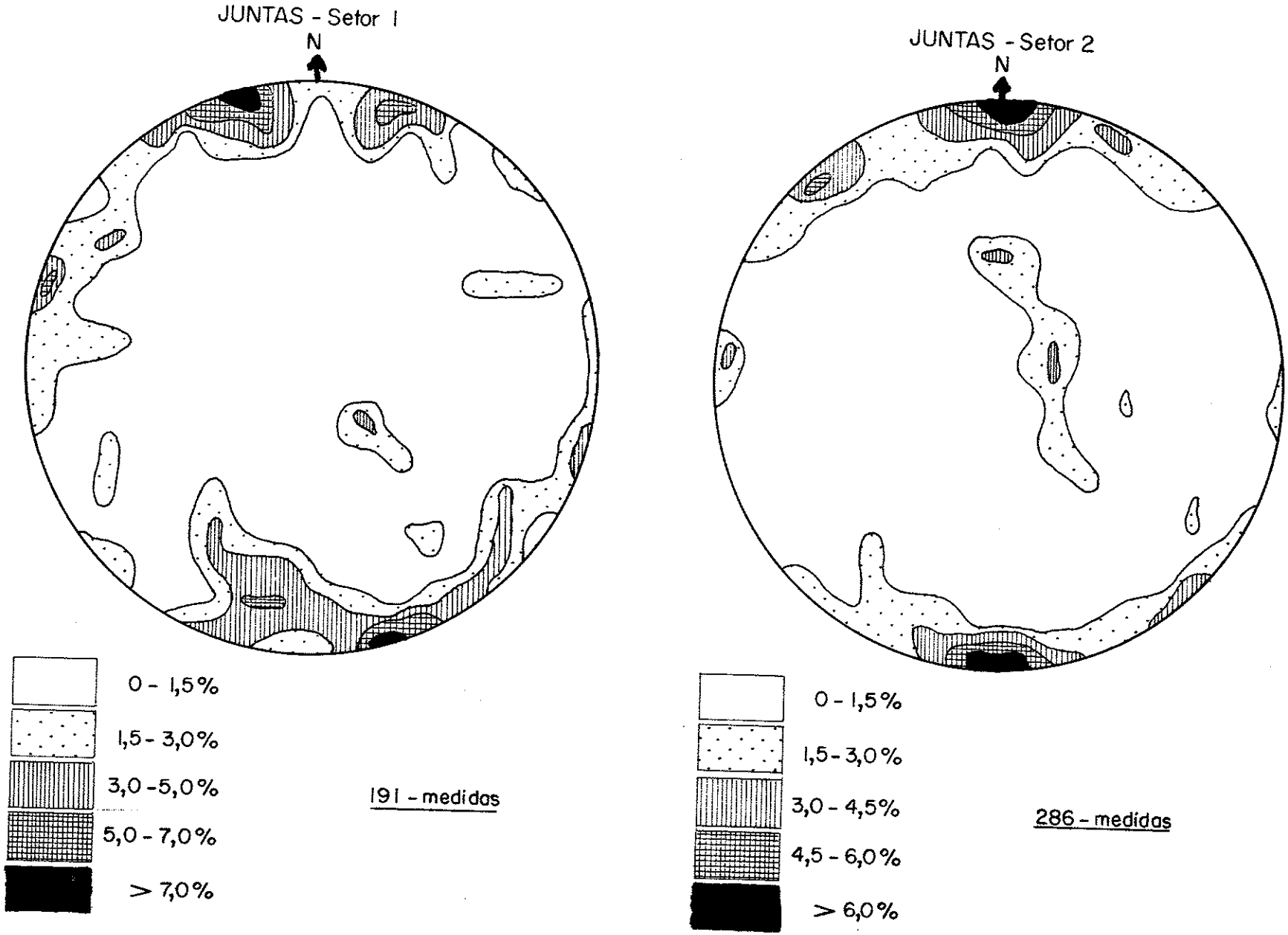


Figura 15 - Diagramas de contorno de pólos das normais (obtidos na rede Schmidt-Lambert, Hemisfério Inferios) a Juntas dos Setores 1 e 2.

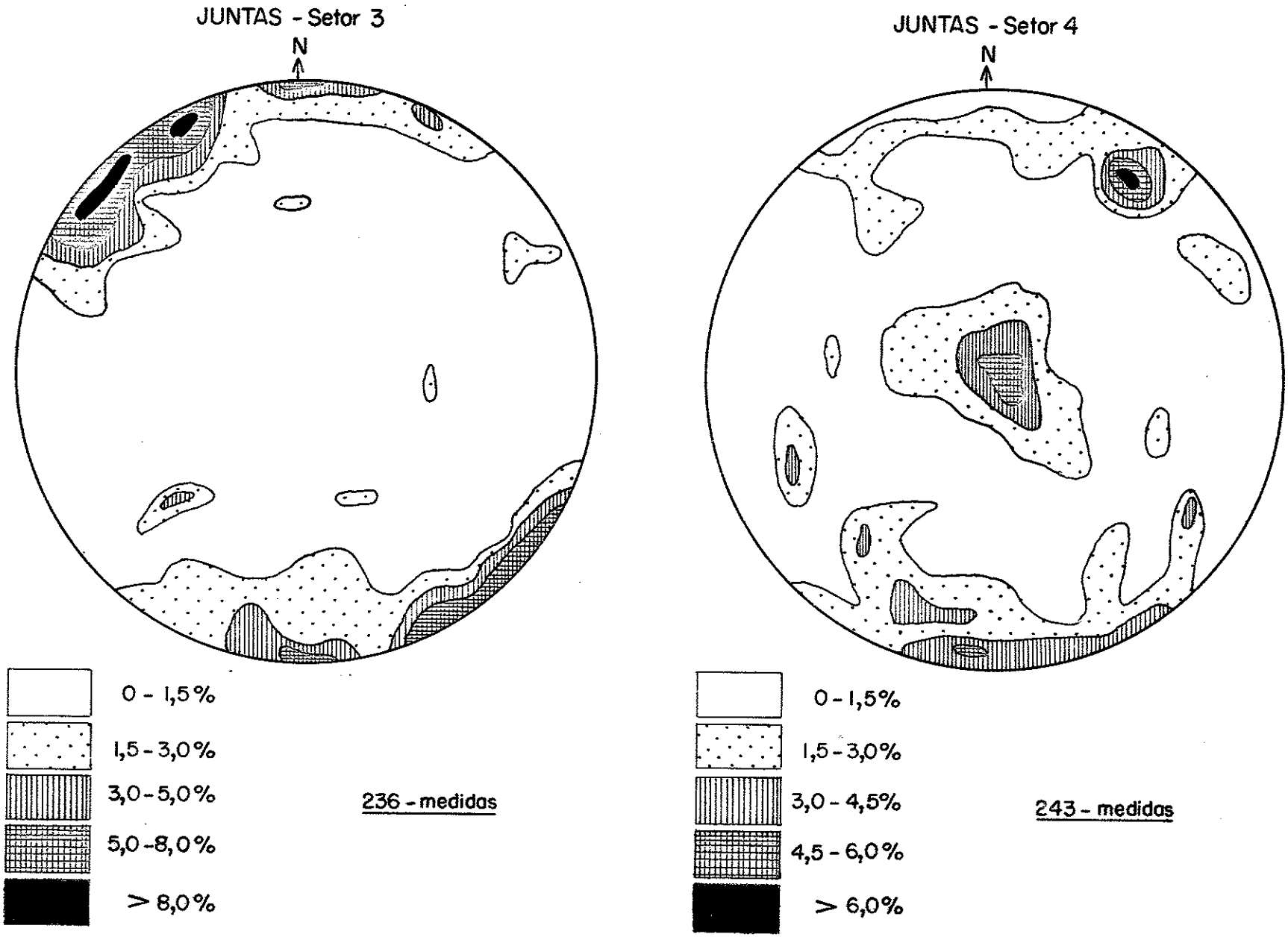


Figura 16 - Diagramas de contorno de pólos das normais (obtidos na rede de Schmidt-Lambert, Hemisfério Inferior) a Juntas dos Setores 3 e 4.

Setores	Máximos	Atitudes
1	I	N72E/V
	II	N15E/86SW N80W/73NE N75W/83SW
	III	N45E/22NW N30E/71SE
2	I	EW/V
	II	N45E/86SE
	III	N5E/87SE N65W/84SW N28W/17SW N83E/35SE
3	I	N63E/85SE N42E/85SE
	II	EW/V
	III	N64W/86SW N46W/86NE
4	I	N56W/72SW
	II	N18W/4SW N85W/85NE
	III	N34E/72NW N70W/75NE N52W/63NE N24W/66NE

Tabela 5 - Máximos em ordem de frequência obtidos a partir dos diagramas de contorno das figuras 15 e 16 para as atitudes de juntas dos setores 1,2,3 e 4 dos arredores de Itapira -SP.

O levantamento estatístico dos sistemas de juntas permite mostrar que existe apenas um grande espalhamento, bem como, uma heterogeneidade na orientação das juntas na área abordada. Desta forma, o estudo em conjunto dos sistemas de juntas, ora efetuado, não permite tecer maiores considerações sobre a história da tectônica que afetou a região. Para tanto, demandariam trabalhos adicionais no sentido de se estudar os sistemas de juntas que ocorrem associados à cada estrutura específica, como por exemplo, para cada fase de dobramento e para cada fase da tectônica rúptil.

3. Falhas

As informações estruturais obtidas tanto através da interpretação fotogeológica quanto das observações de campo, demonstraram que a região é dominada não só por falhamentos aproximadamente retilíneos e de grande extensão linear, como também por falhas secundárias associadas e fraturas mais jovens.

O canto noroeste da área inclui pequeno trecho da gigantesca zona de Transcorrência de Jacutinga, que segundo Ebert (1968, pg.222), estende-se comprovadamente de Itapira (SP) até Ipuiuna (MG) e, provavelmente, até São Gonçalo (MG). Parte da zona de Falhamento de Jacutinga,correspondendo à continuação norte da área ora mapeada, encontra-se detalhadamente descrita em Rodrigues (1976). Trata-se de uma zona de cisalhamento que engloba várias falhas paralelas, com disposição geral segundo a direção N60E e os valores de mergulhos dos planos de foliação, em milonitos, variando entre 75 a 90º, preferencialmente para NW.Os planos de fricção apresentam grande desenvolvimento de milonitos, ultramilonitos, além de cataclasitos, ultrapassando muitas vezes a 3 km de espessura. As estrias de atrito e dobras de arrasto, além de serem relativamente escassas no trecho correspondente, não se apresentam suficientemente claras, variando muito de atitude. Acreditamos sejam necessários estudos adicionais, inclusive fora da área estudada, para a referida definição destas estruturas. O fato das estrias serem variáveis é passível de explicação, pois, num falhamento de grandes proporções como o de Jacutinga, não são raros os deslocamentos relativos locais inclusive com sentidos inversos ao do movimento geral. A pequena ex-

tensão do referido falhamento, englobado pela área estudada, não permite fazer considerações sobre o valor do deslocamento. Contudo, Rodrigues (1976, pg.33) acredita que o rejeito total deva ultrapassar os 100 km.

No limite oeste da área, imediatamente ao norte das rochas Sedimentares da Bacia do Paraná, faz-se presente uma faixa de granitóides cataclasados e intensamente intemperizados. Aparentemente, sua espessura ultrapassa a 2 km. A leste apresenta-se encoberta pelos sedimentos do Rio do Peixe, e a sudeste, interrompida por uma falha com disposição NE-SW. A ocorrência que é representada exclusivamente por blocos de dimensões variáveis, normalmente inferiores a 1,0m de diâmetro, revela, pela interpretação fotogeológica, alinhamentos estruturais que estariam dispostos perpendicularmente às estruturas do Falhamento de Jacutinga. Ainda a título de confirmação, em uma rápida caminhada realizada por nós mais ao norte, tivemos a impressão de que esta faixa de cataclasitos é interrompida pelo falhamento de Jacutinga.

Merece também destacar a presença de alinhamentos estruturais, orientados principalmente segundo o quadrante NE e que cortam as estruturas presentes na referida faixa de cataclasitos. Esses alinhamentos estruturais representariam o desenvolvimento de falhas mais jovens, que estariam sobrepostas às geradoras das texturas cataclásticas nos granitóides. Da mesma forma, nestes granitóides cataclasados, as variações na orientação das linhas de forma estrutural, deduzidas da fotointerpretação, sugerem rotação de blocos e reforçam a hipótese de duas fases geradoras de falhas.

As demais falhas que retalham toda a extensão da área abordada, embora com grandes variações na orientação, revelam, pelo diagrama de contorno da Figura 17 englobando todos os setores (Figura 12), três conjuntos principais de orientação, conforme segue:

1. N65E/V
2. N30E/85SE
3. N57W/88SW

Assim, o conjunto com orientação N65E/V deve estar relacionado ao sistema de falhamento de Jacutinga, e correspon-

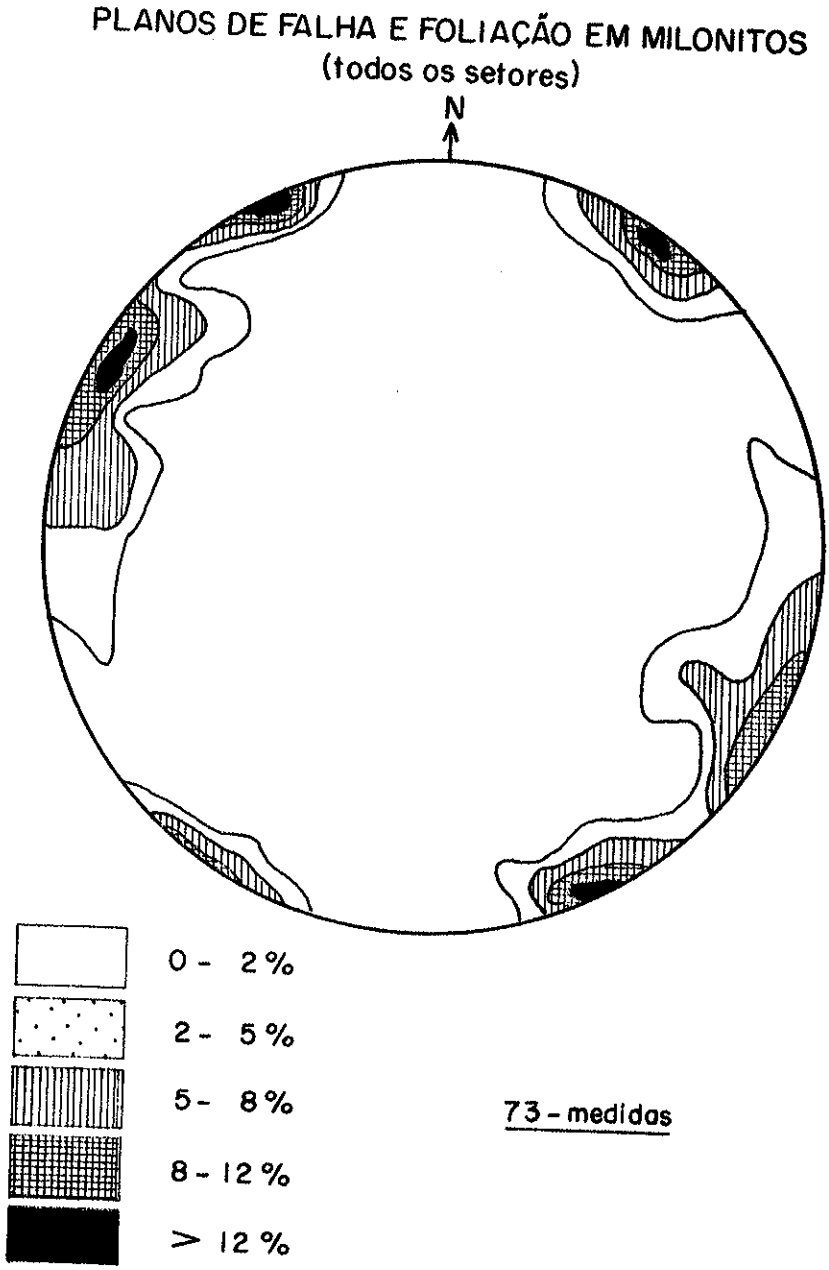


Figura 17 - Diagrama de contorno de pólos das normais (obtidos na rede Schmidt-Lambert, Hemisfério Inferior) aos Planos de Falhas e Planos de Foliação em milonitos, de todos os setores.

dente ao cisalhamento primário. O conjunto com orientação N30E/85SE, deve representar falhas de cisalhamento de segunda ordem, também de grande extensão linear, e que formam um ângulo da ordem de 35º com os planos das falhas principais.

Falhas de empurrão associadas a estas falhas, não foram bem definidas na área. Contudo, algumas feições como as linhas de forma estrutural ao norte da Fazenda Santa Rita, sugerem tratar-se de estruturas resultantes de falhas de empurrão associadas às falhas primárias. Ainda a nível de afloramento, foi possível constatar a presença de algumas falhas de empurrão na Rodovia Itapira-Jacutinga, um pouco ao sul da entrada para o vilarejo de Eleutério. Estas exibem orientações muito variáveis, com planos de escorregamento sempre inferior a 45º, não permitindo qualquer correlação com os dois conjuntos de falhas anteriores.

O conjunto com orientação N57W/88SW, parece não estar relacionado ao falhamento de Jacutinga. Esta linha de pensamento reside no fato de que estes planos de falhas encontram-se, muitas vezes interseccionados pelas falhas orientadas segundo o quadrante NE, como pode ser constatado no próprio mapa litológico-estrutural anexo, e principalmente pela interrupção dos alinhamentos estruturais tão visíveis em fotografias aéreas. Ainda, pela observação do mapa litológico-estrutural, nota-se que os alinhamentos das falhas com orientação NW, sofrem uma inflexão para NE à medida que se aproximam da zona de falhamento de Jacutinga, sugerindo que esta última superpõe-se às primeiras.

As considerações acima, mais as observações acerca dos granitóides cataclasados, parecem realmente indicar a presença de duas fases distintas de tectônica rígida para a área. Assim, as falhas orientadas segundo o quadrante NE e associadas ao falhamento de Jacutinga, teriam sido originadas no final do Ciclo Brasiliano, conforme Rodrigues (1976, pg.37), e as falhas com orientação NW seriam mais antigas, podendo até pertencerem a um Ciclo Pré-Brasiliano. No entanto, estas considerações merecem, obviamente, estudos adicionais para futuras conclusões. Durante o desenvolvimento dos conjuntos de falhas do Ciclo Brasiliano, teriam ocorrido abatimentos de blocos com a consequente formação de fossas tectônicas locais, responsáveis pela preservação dos sedimentos molássicos Brasilianos, como o caso da Forma-

ção Eleutério.

Em grande número de falhas, incluindo os três conjuntos mencionados, foi constatada a presença de faixas miloníticas de espessuras variáveis, desde sub-centimétricas a algumas dezenas de metros. Entre as estrias de atrito, nem sempre observadas, predominam as subhorizontais com inclinação máxima ao redor de 25º. As estrias subverticais, aparentemente muito mais raras, ocorrem normalmente afetando as subhorizontais.

A coexistência, em vários planos de falhas, de estrias subhorizontais e subverticais, foi interpretada como sendo devida a uma reativação tectônica. Também a presença de falhas nos sedimentos permo-carboníferos, indica reativação tectônica das principais direções estruturais no decorrer dos tempos geológicos. Essa reativação, também descrita por Wernick (1972a) para a região de Amparo, foi considerada pelo mesmo autor como sendo equivalente à tectônica moderna ou neo-cenozóica,de caráter eminentemente epirogenético.

A inflexão para NE, das falhas com disposição inicial NW, tendendo atingir o paralelismo com a zona de falhamento de Jacutinga, permite sugerir para as rochas do Bloco Jundiaí,na área, um deslocamento no sentido SW, qualificando o Falhamento Transcorrente de Jacutinga como sendo de caráter dextrógiro.

4. Veios de Quartzo e Pegmatitos

Na área estudada ocorrem, fundamentalmente, veios de quartzo e, subordinadamente, pegmatitos compostos essencialmente por quartzo e microclínio. Entre eles predominam os de espessuras centimétricas e muito raramente os submétricos, sendo constatado um único caso na rodovia Itapira-Lindóia, próximo ao km 34, de um veio de quartzo que atinge cerca de 5 m de espessura.

Observando-se o diagrama de contorno de pólos na Figura 18, elaborado a partir de 78 medidas de veios de quartzo e de pegmatitos de toda a área, nota-se que ocorre uma dispersão dos pontos principalmente ao longo de quase toda a extensão do círculo máximo. Portanto, os mergulhos são preferencialmente altos, acima de 70º. A grande dispersão dos polos reflete o intenso fraturamento que se desenvolveu durante as diversas fases de

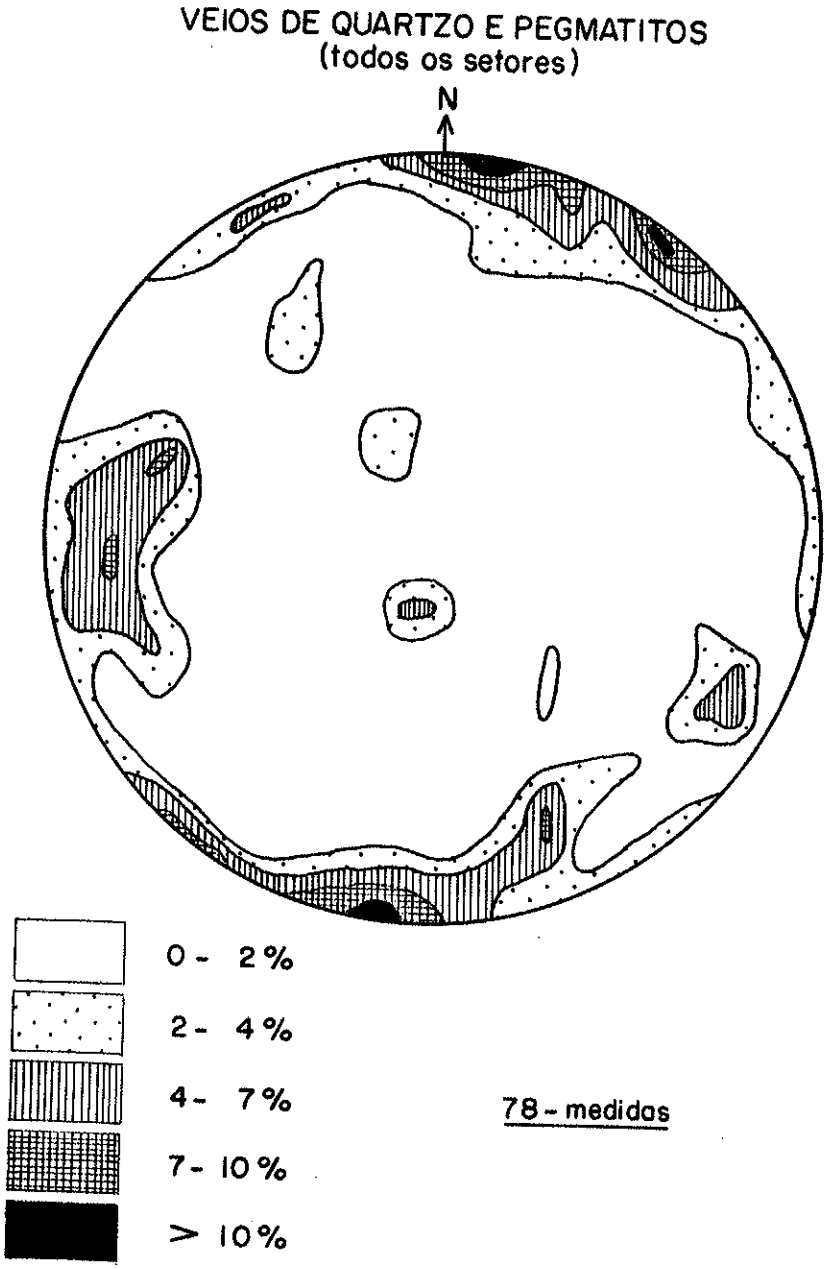


Figura 18 - Diagrama de contorno de pólos das normais (obtidos na rede Schmidt-Lambert, Hemisfério Inferior) a Veios de Quartzo e Pegmatitos de todos os Setores.

deformação que afetaram a região.

Em ordem de frequência, foram assinaladas, através do diagrama, as seguintes concentrações principais de veios de quartzo e pegmatitos:

máximos I { N54W/87SW
N85W/V

máximos II { N15E/62SE
N67E/70NW
N5W/72NE

máximos III { N28E/78NW
N60E/86SE
N72W/16NE

Tendo-se em vista o elevado índice de fraturamento da região e o lançamento das medidas de toda a área em um único diagrama, além do pequeno número destas medidas, torna-se difícil fazer qualquer correlação entre a orientação dos veios de quartzo e pegmatitos com os tipos de fraturas. Pode-se dizer apenas que foi constatada, no campo, a presença de uma série de veios de quartzo orientados paralelamente à foliação metamórfica das rochas.

O exame dos veios de quartzo revelou que os mesmos podem ser atribuídos a mais de uma geração. Assim, pode, ser notados veios cortando outros pré-existentes, fato este também observado por Wernick e Penalva (1980, p.9) para as rochas do Grupo Pinhal e respectivas encaixantes. Estes podem ou não estar deformados, sendo o primeiro caso bastante raro. No caso de ambos os veios não exibirem deformações, tudo indica que sejam isócronos sob o aspecto geológico. Por outro lado, quando uma das gerações de veios mostrar-se dobrada e o interceptante não, deve- se admitir certo lapso de tempo entre a formação de ambos os corpos. Os veios dobrados indicam idade concomitante ou anterior a uma das fases de dobramentos que afetaram a área, enquanto que os não deformados são posteriores à última fase de dobramento que teria ocorrido no Ciclo Brasiliano. Entretanto, não é possível determinar o lapso de tempo que separa as gêneses destes veios.

VII. DADOS GEOCRONOLÓGICOS

Do conjunto de amostras disponíveis, foram selecionadas as mais adequadas para o estudo geocronológico, desenvolvido mediante emprego dos métodos K-Ar e Rb-Sr. Os dados analíticos completos (10 determinações pelo método K-Ar, e 36 pelo método Rb-Sr) encontram-se respectivamente na Tabela 6 e Apêndice 1. O posicionamento geográfico das amostras pode ser observado no mapa de localização dos afloramentos em anexo.

Para o método Rb-Sr, as análises foram executadas unicamente em rocha total, e as discussões geocronológicas foram feitas mediante emprego de gráficos isocrônicos Rb^{87}/Sr^{86} versus Sr^{87}/Sr^{86} de alto valor interpretativo. Cabe aqui lembrar que o emprego destes diagramas permite a obtenção de resultados coerentes em termos de evolução geológica sofrida pelo material. Mesmo em rochas policíclicas, é sabido que os isótopos do estrôncio podem se redistribuir durante os eventos mais novos, sem haver abertura do sistema. Portanto, análises em amostras representativas da rocha total podem revelar, em condições ideais, inclusive a época da primeira cristalização, o que seria dificilmente obtido por análises Rb-Sr em minerais separados ou análises aparentes K-Ar. As idades convencionais Rb-Sr (trata-se de idades isoladas nas quais se assume uma relação isotópica inicial para o sistema), embora constem do Apêndice 1, praticamente não foram utilizadas neste capítulo, devido ao seu menor valor interpretativo.

As análises K-Ar foram efetuadas em minerais separados, preferencialmente micas e anfibólios que são conhecidos pelas propriedades favoráveis à retenção de argônio. Estas datações devem ser encaradas como valores mínimos referentes à época do resfriamento regional e conseqüente fechamento do retículo cristalino do mineral.

Desse modo, as determinações K-Ar teriam como principal finalidade determinar a ocorrência do último evento termotectônico que teria ocorrido na região. Por outro lado, as determinações Rb-Sr em rocha total teriam por objetivo situar no tempo os eventos de homogeneização isotópica de Sr, ligados muitas vezes a própria formação das rochas.

Os dados radiométricos fornecidos pelos métodos

K-Ar e Rb-Sr para as rochas da área mapeada, mostraram boa coerência com o padrão geocronológico regional pré-existente (capítulo II), e indicam, para a área de Itapira, uma evolução complexa e policíclica.

A seguir, os dados radiométricos são comentados visando a caracterização dos prováveis ciclos geotectônicos, ou, em parte, tecto-termais, que teriam ocorrido na região.

VII.1. Discussão dos dados radiométricos K-Ar

Como pode ser visto pela Tabela 6, com exceção da amostra 14, todas as demais apresentam idades aparentes características de eventos do Ciclo Orogenético Brasiliano, entre 534 e 700 m.a., demonstrando a importância deste na evolução geológica regional.

Pelo menos uma rocha, o anfibolito do afloramento 14, apresenta idade K-Ar claramente pré-Brasiliana, demonstrando desde já a existência de rochas regionais formadas em épocas anteriores. Acresce que, tratando-se de determinação K-Ar, representa apenas a idade aparente mínima da rocha, não sendo possível relacioná-la com o evento formador.

As idades K-Ar em hornblenda dos anfibolitos 43 e 18, respectivamente com 623 ± 10 e 671 ± 8 m.a., são semelhantes aos valores obtidos por Cordani e Bittencourt (1967) pelo mesmo método radiométrico para anfibolitos da região de Arcadas e Amparo. Idades pouco superiores pelo método Rb-Sr (690 ± 20 m.a.) obtidas por Wernick et al. (1976b) em rochas graníticas do Maciço Granítico de Morungaba, são encaradas pelos autores supra citados como correspondendo à principal fase do metamorfismo regional do Ciclo Orogênico Brasiliano. Com base nas considerações acima, os anfibolitos 43 e 18 devem representar idades mínimas da referida fase, após a mesma ter atingido resfriamento suficiente para o mineral reter o argônio.

Curiosa é a idade de 700 ± 8 m.a. apresentada pela muscovita da amostra 1, que interpretamos como contemporânea à época de formação de granitos da fase sin-tectônica do Ciclo Brasiliano, conforme determinações Rb-Sr apresentadas por Wernick et al. (op.cit.) e Almeida et al. (1973). Esta idade pode também

Tabela 6 - Idades K-Ar de Rochas dos Arredores de Itapira - (SP)

Nº de Campo	Nº de Labor.	Rocha	Mineral	%K	Ar^{40} rad. 10^{-5} ccSTP/g	Ar^{40} atm. (%)	Idade (m.a.)
1	3606	Musc.Quartzito	Muscovita	8,24	27,88	4,57	700 ± 8
14	3600	Anfibolito	Hornblenda	0,74	4,44	1,46	1103 ± 20
14D	3452	Biot.Gn.Porfirobl.	Microclínio	3,40	8,44	11,77	539 ± 27
18	3458	Anfibolito	Hornblenda	0,86	2,75	27,96	671 ± 8
19D	3453	Biotita Gnaisse	Biotita	7,50	18,47	2,76	534 ± 7
20A	3475	Biotita Xisto	Biotita	7,26	20,64	3,58	605 ± 7
43	3599	Anfibolito	Hornblenda	0,39	1,14	9,22	623 ± 10
100	3506	Musc.Quartzito	Muscovita	7,84	20,74	1,67	568 ± 9
100A	3660	Biotita Xisto	Biotita	6,48	15,90	4,39	534 ± 16
150	3476	Musc.Quartzito	Muscovita	8,46	22,33	3,59	568 ± 20

Localidade das Amostras

1 - Pedreira, Km 49 da rodovia Mogi Mirim-Itapira
14 - Afloramento, Km 35,3 da rodovia Itapira-Lindóia
14D - Afloramento, Km 35,3 da rodovia Itapira-Lindóia
18 - Pedreira à SE do cruzamento do Rio do Peixe com a rodovia Itapira-Jacutinga
19D - Afloramento, rodovia Itapira-Jacutinga cerca de 1 km após o Rio Eleutério
20A - Afloramento, rodovia Itapira-Jacutinga cerca de 700 m antes do Rio Eleutério
43 - Afloramento, Km 34 da rodovia Itapira-Lindóia
100 - Afloramento, localizado cerca de 2 km à SW da Fazenda de Fortaleza
100A - Afloramento, localizado cerca de 2 km à S da Fazenda da Fortaleza
150 - Afloramento, rodovia Itapira-Jacutinga,cerca de 2,5 km à NE da cidade de Itapira

ser indicativa de uma rocha pré-Brasiliana, tendo a mica retido parcialmente seu argônio durante o pico termal da fase principal do metamorfismo regional, mantendo-se como sistema fechado em relação ao argônio em fases posteriores de intensidade menor durante o Ciclo Brasiliano. Merece também destacar o fato de que os muscovita quartzitos deste afloramento, apresentam lamelas de muscovita anormalmente desenvolvidas em relação aos demais afloramentos, com dimensões muitas vezes superiores a 1,0 cm, o que, em verdade, tem grande influência na retenção do argônio.

As demais idades aparentes obtidas a partir das micas e de um microclínio, ambos com poder de retentividade do argônio menor que a hornblenda, são coerentemente mais jovens, devendo também ser relacionados às fases ou episódios termais da orogenia brasiliana.

É interessante observar que, pelo menos no caso dos afloramentos 100 e 100A, fica demonstrada a melhor retentividade para o argônio da muscovita em relação à biotita. Tal fenômeno pode também explicar o fato do microclínio 14D, ter apresentado idade mais jovem que a maioria das biotitas. Como se sabe, a estrutura cristalina dos feldspatos favorece a difusão de argônio.

Admitindo-se que um ciclo orogenético apresenta mais de um pico termal durante sua evolução,as idades aparentes reveladas pelos conjuntos de idades aparentes de 605 ± 7 m.a., 568 ± 9 m.a. e 568 ± 20 m.a. obtidas respectivamente das amostras 20A, 100 e 150, e 534 ± 7 m.a., 534 ± 16 m.a. e 539 ± 27 m.a. das amostras 19D, 100A e 14D, poderiam corresponder, com ressalvas, devido principalmente à falta de outras evidências e ao pequeno número de datações, a outros fluxos térmicos que teriam ocorrido durante a orogenia brasiliana. Desta forma, tais idades aparentes teriam uma relação com os fluxos térmicos responsáveis pelas várias gerações de granitóides dos complexos polidiapíricos regionais (Wernick e Penalva, 1980).

A tentativa de correlacionar as idades obtidas pelo método K-Ar com diversas fases ou episódios orogenéticos durante o evento ocorrido no Ciclo Brasiliano, encontra apoio em vários trabalhos realizados no Sistema de Dobramento Ribeira e Zona Cristalina Norte de São Paulo.Cordani e Bittencourt (1967),

Vandoros e Franco (1969), Cordani e Kawashita (1971), Hasui e Hama (1972), Cordani et al. (1973, 1974), Wernick et al. (1976b) e Wernick e Penalva (1978) indicam a formação de granitos sin-, tardi- e pós-tectônicos com idades médias em torno de 650,600 e 550 m.a., respectivamente. Ainda segundo Cordani e Kawashita (op. cit.), os granitos tardi-e pós-tectônicos do Grupo Açungui, teriam seus magmas formados a partir do material do próprio cinturão orogênico, refletindo um aquecimento nestas épocas.

Assim as idades encontradas para os metamorfitos dos arredores de Itapira, aqui relacionadas às épocas de formação dos granitos, devem representar as fases de aquecimento de caráter regional com intensidade cada vez menor do Ciclo Brasiliano.

Embora o número de determinações pelo método K-Ar seja bastante reduzido, os valores parecem indicar que a fase final de levantamento epirogenético da cadeia montanhosa resultante do cinturão orogenético na área, teria ocorrido cerca de 170 m.a. após a fase principal do metamorfismo regional do Ciclo Brasiliano, que seria de 700 a 530 m.a. aproximadamente.

VII.2. Discussão dos dados radiométricos Rb-Sr

Tendo em vista o caráter policíclico das rochas regionais, exposto em capítulos anteriores, e em especial à suposição de Ebert (1971) de que o Grupo Itapira (segundo Ebert, estaria representado na área pela sequência metassedimentar composta pelos biotita xistos e quartzitos de composição variável) representaria, possivelmente, uma unidade mais jovem que o Grupo Amparo, resolveu-se tentar a realização de um bom número de análises Rb-Sr em rocha total, que possuem maior valor interpretativo.

A Figura 19 exibe a isócrona obtida em amostras de biotita gnaisse porfiroblástico e gnaisse granítico de um mesmo afloramento (14), situado no km 35,3 da rodovia Itapira-Lindóia. Também está incluída uma amostra do anfibolito 43, distante cerca de 700 m do afloramento anterior no sentido de Lindóia. Nos cálculos para a obtenção da inclinação da isócrona, não foram incluídas as amostras 43 e 14B, devido ao fato da primeira pertencer a um afloramento diferente das demais e a segunda ocupar uma

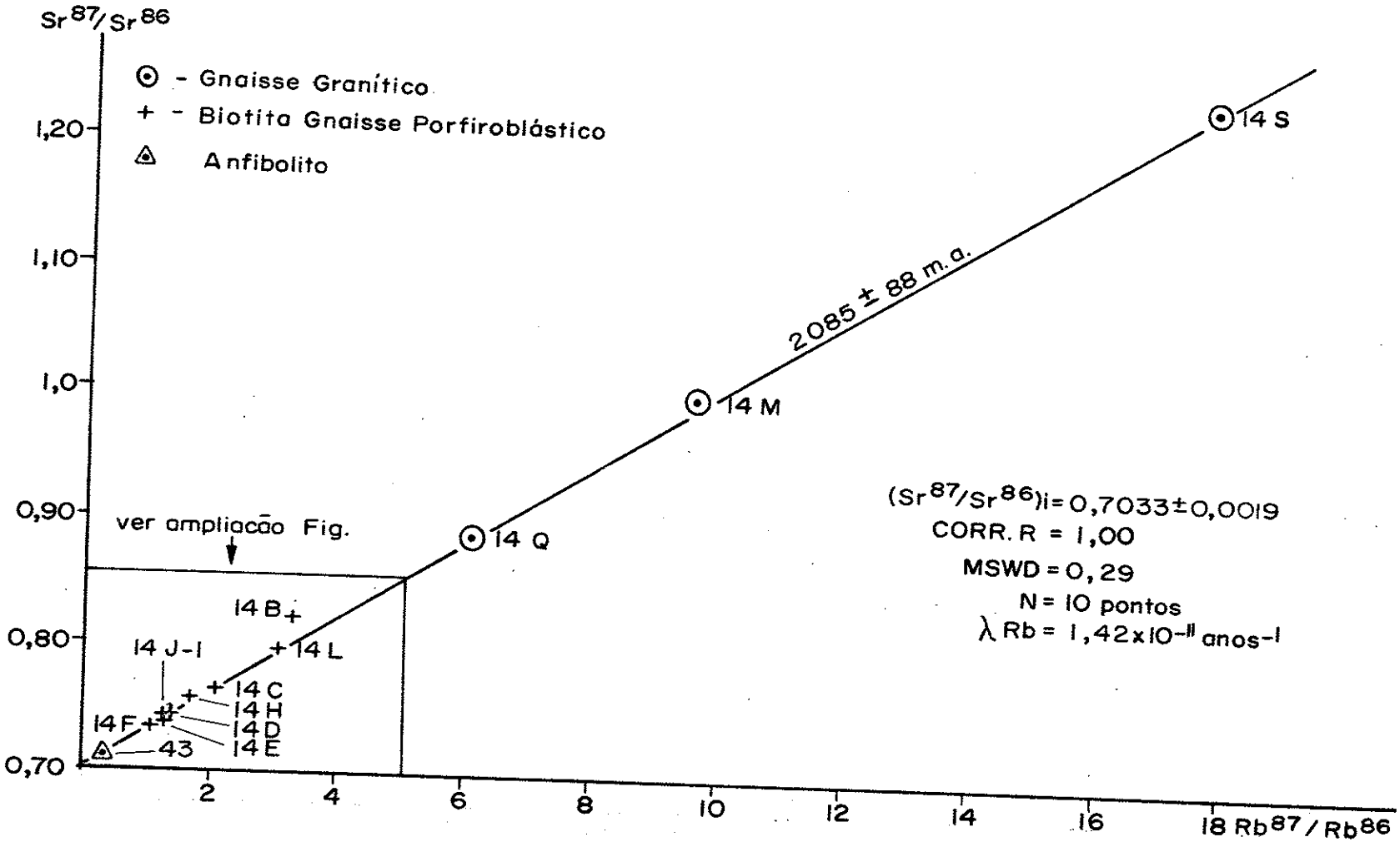


Figura 19 - Diagrama isocrônico Rb/Sr do gnaisse granítico e do biotita gnaisse porfiroblástico do afloramento 14.

posição anômala na isócrona. O bom alinhamento obtido, mesmo incluindo-se rochas diferentes, caracteriza uma importante homogeneização isotópica ocorrida na época de 2085 ± 88 m.a., que se deu provavelmente durante uma fase de feldspatização tardia do Ciclo Transamazônico. O mesmo gnaisse granítico que chega a apresentar mais de 30% de microclínio, o que não é normal para rochas do referido Ciclo na região, reflete a intensa microclinização local responsável pela homogeneização isotópica.

A razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} de 0,7033 ± 0,0019, pode ser considerada como confiável, visto que os pontos analíticos estão bem distribuídos no diagrama isocrônico. Este valor relativamente baixo, sugere que a migração iônica, responsável pela feldspatização, teve origem profunda, em locais empobrecidos em rubídio.

Como as rochas ora datadas ocorrem intercaladas com os biotita xistos e os muscovita (biotita) quartzitos, com contatos não tectônicos e, em muitos casos, exibindo contatos gradacionais indicativo de rochas pertencentes à faixa do Grupo Itapira de Ebert, torna-se sugestiva uma idade pelo menos correspondente ao Ciclo Transamazônico para o referido Grupo.

A posição anômala do ponto analítico 14B, melhor visualizado na Figura 20 onde se encontra ampliada parte da Figura 19,indica uma idade aparente de 2505 m.a. para a respectiva amostra, empregando-se a mesma razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} de 0,7033. Tal amostra, que foi obtida no afloramento 14, trata-se de um biotita gnaisse porfiroblástico idêntico aos demais do mesmo afloramento. Para afastar a possibilidade de erro analítico, esta análise foi repetida, tendo sido confirmada a posição. Esta idade poderia indicar a existência de material anterior ao Ciclo Transamazônico que, apesar de ter sido afetado por evento metamórfico dos mais intensos, de caráter catazonal, seguido de metassomatose potássica, conseguiu manter parte de seu estrôncio radiogênico original. Por outro lado, o mais provável seria uma forte modificação no conteúdo de estrôncio, que teria sido concentrado pelo efeito da metassomatose tardia das rochas formadas no próprio Ciclo Orogênico Transamazônico. Contudo, tornam-se necessários estudos geocronológicos, estruturais e petrográficos adicionais para maiores esclarecimentos.

O anfibolito referente ao ponto analítico 43, deve

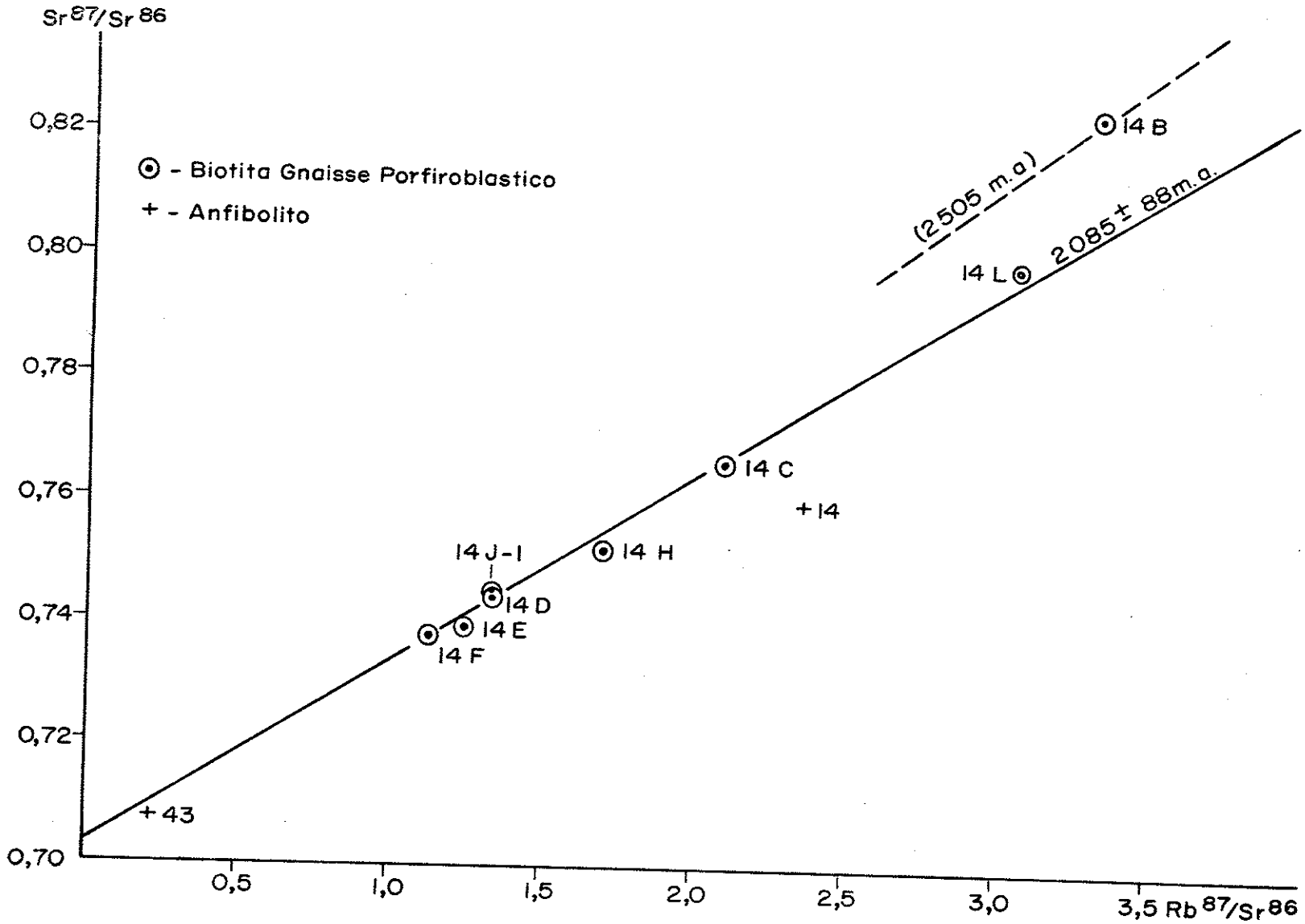


Figura 20 - Ampliação de parte do diagrama isocrônico da Figura 19.

corresponder, provavelmente, às manifestações do magmatismo básico associado à evolução geossinclinal que resultou na orogenia transamazônica. Esta suposição estaria inteiramente de acordo com as considerações obtidas através das relações estruturais de campo e petrográficas descritas nos capítulos IV e V.

A idade de 1918 ± 72 m.a. apresentada pela isócrona da Figura 21, obtida a partir de amostras de biotita hornblenda gnaisse do tipo Amparo (afloramento 18), pode ser considerada como concordante com o valor obtido para a isócrona da Figura 19, ou seja, correspondente ao Ciclo Transamazônico. A idade pouco inferior apresentada por estas amostras, deve estar relacionada a fenômenos de cataclase e cisalhamento, com parcial recristalização sofrida pelas amostras. A amostra 18E, com seu ponto analítico abaixo da isócrona, mostra-se mais cataclasada e com razoável quantidade de minerais secundários como clorita e epídoto, provocando rejuvenescimento.

Por outro lado, deparamos com a baixa relação Rb^{87}/Sr^{86} do diagrama (<2), o que de certa forma impossibilita encarar o valor de 1918 ± 72 m.a. como definitivo, pois, amostras mais favoráveis poderão conduzir a uma modificação desse valor.

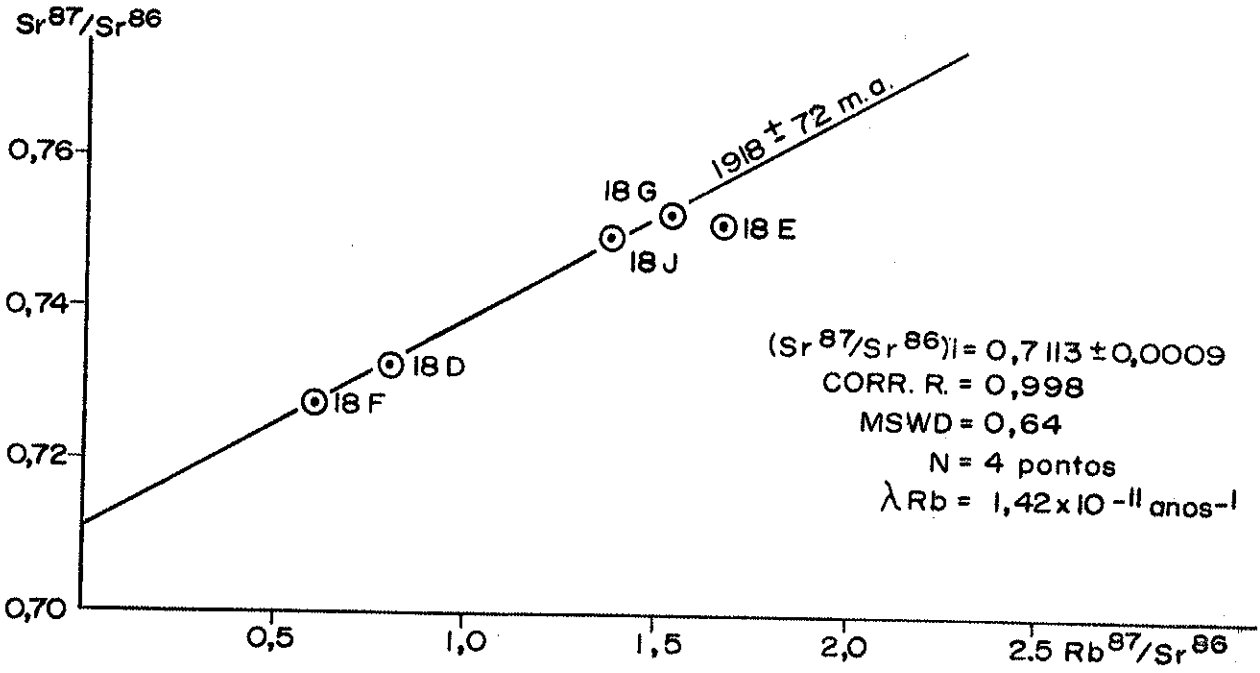


Figura 21 - Isócrona Rb/Sr do gnaisse Amparo do afloramento 18.

A isócrona, da qual excluiu-se o ponto analítico 18E, definiu uma razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} de 0,7113 sugerindo que estas rochas sejam resultantes de material com vida crustal anterior e retrabalhado durante o Transamazônico.

Idade semelhante às obtidas pelas duas isócronas anteriores foi encontrada por Wernick et al. (1976b) para rochas do Grupo Amparo na região de Socorro-Amparo. Desta forma, se a Figura 21 refere-se a rochas do Grupo Amparo, e a Figura 19 realmente à rochas do Grupo Itapira, ficaria demonstrado que estes dois Grupos são contemporâneos.

Por outro lado, as razões iniciais diferentes obtidas nos dois diagramas, sugeriria materiais originais distintos para as rochas dos Grupos Amparo e Itapira.

A isócrona da Figura 22 com idade de 2230 ± 39 m.a., foi obtida a partir de cinco amostras de biotita gnaisse de um mesmo afloramento localizado na rodovia Itapira-Jacutinga, cerca de 1 km do Rio Eleutério, no Estado de Minas Gerais. Este afloramento é composto por rochas de aspecto anatexítico, exibindo dobras irregulares com zona apical espessada e denotando origem dominantemente por fluxo num meio de elevada plasticidade. A idade apresentada pela isócrona parece representar um rejuvenescimento isotópico parcial de rochas mais antigas durante o Ciclo Transamazônico. Esta última argumentação, pode ser encarada com certa credibilidade devido à sua razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} de 0,708 ± 0,0007, relativamente elevada. Esta razão inicial sugere que as rochas formaram-se a partir de material com vida crustal anterior, similarmente ao proposto na interpretação da isócrona da Figura 21.

As suspeitas da presença de rochas referíveis ao embasamento do Grupo Amparo na região nordeste do Estado de São Paulo e sul de Minas Gerais, vêm crescendo com o desenvolvimento dos últimos trabalhos na região. Fiori et al. (1978), Fiori (1979), Wernick e Fiori (1979) e Wernick et al. (1979) estudando as regiões acima referidas, sugeriram, através de relações estruturais e associação paragenética, a presença de rochas pertencentes ao embasamento do Grupo Amparo. Estas rochas que ocorrem principalmente no Complexo de Silvianópolis, foram também verificadas por Fiori (op.cit.), embora esparsamente, desde Serrania a

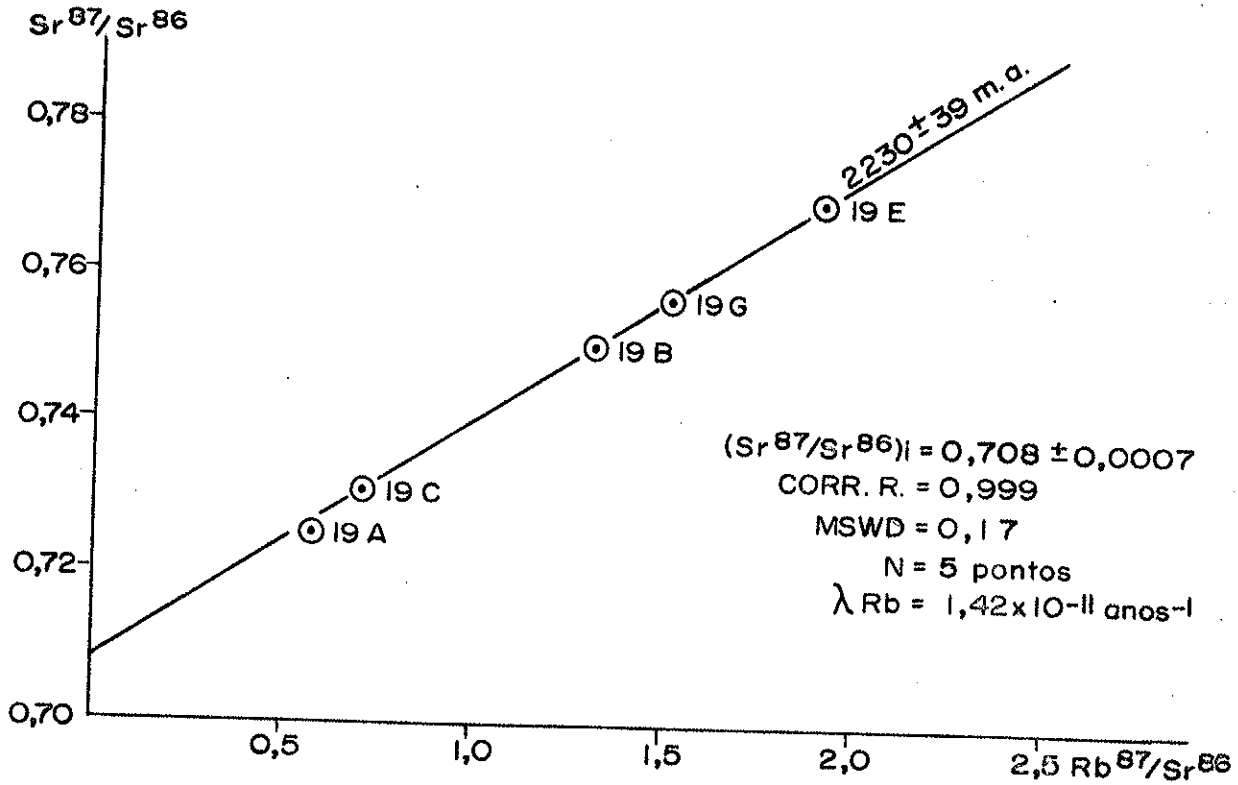


Figura 22 - Isócrona Rb/Sr do biotita gnaisse do afloramento 19.

tê Pouso Alegre, no extremo sul de Minas Gerais, situada cerca de 60 km a nordeste da área ora estudada.

Segundo o mesmo autor, as litologias e estruturas do Complexo de Silvianópolis são muito semelhantes às do Grupo Barbacena, com idades entre 2800 e 2600 m.a. (Cordani et al. 1973), referentes ao Ciclo Orogênico Jequié. No mapa geológico do sul do Estado de Minas Gerais, organizado por Ebert (inédito), o Complexo de Silvianópolis representa uma extensão de rochas denominadas por aquele autor como pertencentes ao Grupo Barbacena.

Ainda conforme Fiori (informação verbal), o biotita gnaisse de aspecto anatexítico, ora datado, é muito semelhante aos gnaisses anatexíticos do Complexo de Silvianópolis,o que nos conduz uma vez mais a suspeitar da presença de rochas do embasamento do Grupo Amparo na região de Itapira.

A Figura 23 exibe uma isócrona obtida a partir de análises de três amostras de biotita gnaisse do afloramento 22 e quatro de gnaisse granítico do afloramento 100. Todas estas amostras apresentam-se cisalhadas e com textura cataclástico-milonítica, além de intensa recristalização. As primeiras provêm da Pedreira Fortaleza, localizada na fazenda homônima, onde ocorrem

intercaladas com biotita xistos e mármores calcíticos. As últimas situam-se cerca de 1,5 km a SE da mesma fazenda e encontram- se intercaladas com muscovita quartzitos e biotita xistos. Da mesma forma que as amostras da Figura 19, estas litologias podem ser incluídas como pertencentes a faixa do Grupo Itapira.

A relativa dispersão dos pontos analíticos em relação à isócrona, pode, em parte, ser atribuída ao fato das amostras pertencerem a mais de um afloramento, ou ainda, ao desequilíbrio isotópico devido a perturbações posteriores.

A idade de 1140 ± 88 m.a. apresentada pela isócrona, com razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} de 0,7343 ± 0,0028, indica que as rochas já possuiam evolução crustal anterior à época da homogeneização. Dados petrográficos não permitiram caracterizar as amostras integrantes da isócrona como sendo cogenéticas a um evento intermediário entre os Ciclos Transamazônico e Brasiliano (Ciclo Uruaçuano"?",já que são patentes sinais de recristalização e neoformação de minerais indicando longa história evolutiva metamórfica.Estes dados e a localização das amostras, sugerem tratar-se mais de idades de rejuvenescimento, talvez vinculadas a fenômenos dinâmicos, do que a idades de formação.

Tentativamente, em Artur et al. (1979), essa idade foi correlacionada a um fluxo de calor que re-homogeneizou sistemas isotópicos fechados no Ciclo Transamazônico, associado a uma tectônica de ruptura (falhas, cisalhamento) que caracterizaria parte do Ciclo Uruaçuano. Esta interpretação toma algum impulso se considerarmos que acontecimentos geológicos crono- correlatos foram registrados em grande parte da crosta mundial, podendo ser citados entre outros, o Ciclo Tecto-magmático Dalslandiano na Europa Oriental (Priem et al., 1971), a Orogênia Greenville no Escudo Canadense (Doig, 1977), as manifestações tecto-magmática-metamórficas associadas a um evento tecto-genético do Ciclo Kibariano no continente Africano e Oriente Médio (Kröner, 1977) e uma fase de intensos falhamentos transcorrentes com o desenvolvimento de espessas faixas milonítico-cataclásticas registradas no Escudo Guianense (Barrow, 1969; Priem et al., 1971; Bellizzia, 1968). No Brasil também ocorrem fenômenos correlatos; assim, em toda região Amazônica tem sido encontradas amplas evidências de um episódio milonítico-cataclástico de extensão continental, com granitos associados, bem como uma sequência de granitos intrusivos e vulcâ-

nicas diversas na Província Estanífera de Rondônia (Priem et al, 1971; Amaral, 1974). Os Grupos Araxá e Andrelândia, correspondentes ao Ciclo Uruaçuano, foram datados preliminarmente em pelo menos 980 m.a. (Hasui e Almeida, 1970), sendo que no substrato do primeiro ocorrem extensas faixas milonítico-cataclásticas mais antigas (Almeida, 1978). Em Hama et al. (1979) são tecidas considerações sobre idades correlatas na região SSW de Minas Gerais e E do Estado de São Paulo, onde se tenta relacioná-las a um evento principalmente milonítico-cataclástico associado a um estágio de evolução da crosta mundial.

Também Fiori et al. (1978), Fiori (1979) e Artur et al. (1979), através de relações estruturais, interpretaram tentativamente para a mesma região, um evento compressivo ocorrido nessa mesma época. Merece ainda destacar que a 3a. fase de dobramento, descrita em capítulo anterior, encontra-se bastante evidente na área onde foram coletadas as amostras da isócrona de referência da Figura 23.

Além disso, duas idades K-Ar, uma com 1103 ± 20 m.a. apresentada pelo anfibolito do afloramento 14 e outra de 1036 ± 45 m.a. obtida por Hasui e Hama (1972) nas proximidades de Jundiaí, poderiam estar relacionadas com a época de resfriamento de um fluxo de calor ligado a um evento tecto-termal.

Por outro lado, o valor apresentado pela isócrona da Figura 23, poderia representar apenas uma re- homogeneização parcial de rochas mais antigas durante o Ciclo Brasiliano. Esta conclusão esbarra no bom alinhamento exibido pelos pontos analíticos de amostras oriundas de afloramentos diferentes, ao contrário do eque de amostras que deveria necessariamente ocorrer.

A Figura 24 apresenta uma isócrona obtida a partir de sete amostras de migmatitos dos afloramentos 58 e 59 distantes entre si cerca de 500 m, entre os km 26 e 27 da rodovia Itapira-Lindóia. A dispersão relativa dos pontos em relação a isócrona, pode ser considerada como sendo normal para rochas desta natureza, híbridas. A idade de 600 ± 30 m.a. exibida pela isócrona, aproxima-se, como já descrito anteriormente nas determinações K-Ar, da fase tardi-tectônica do Ciclo Brasiliano. Trata-se da re-homogeneização do gnaisse regional pela profusa injeção de material granítico mais jovem. A razão inicial Sr^{87} /

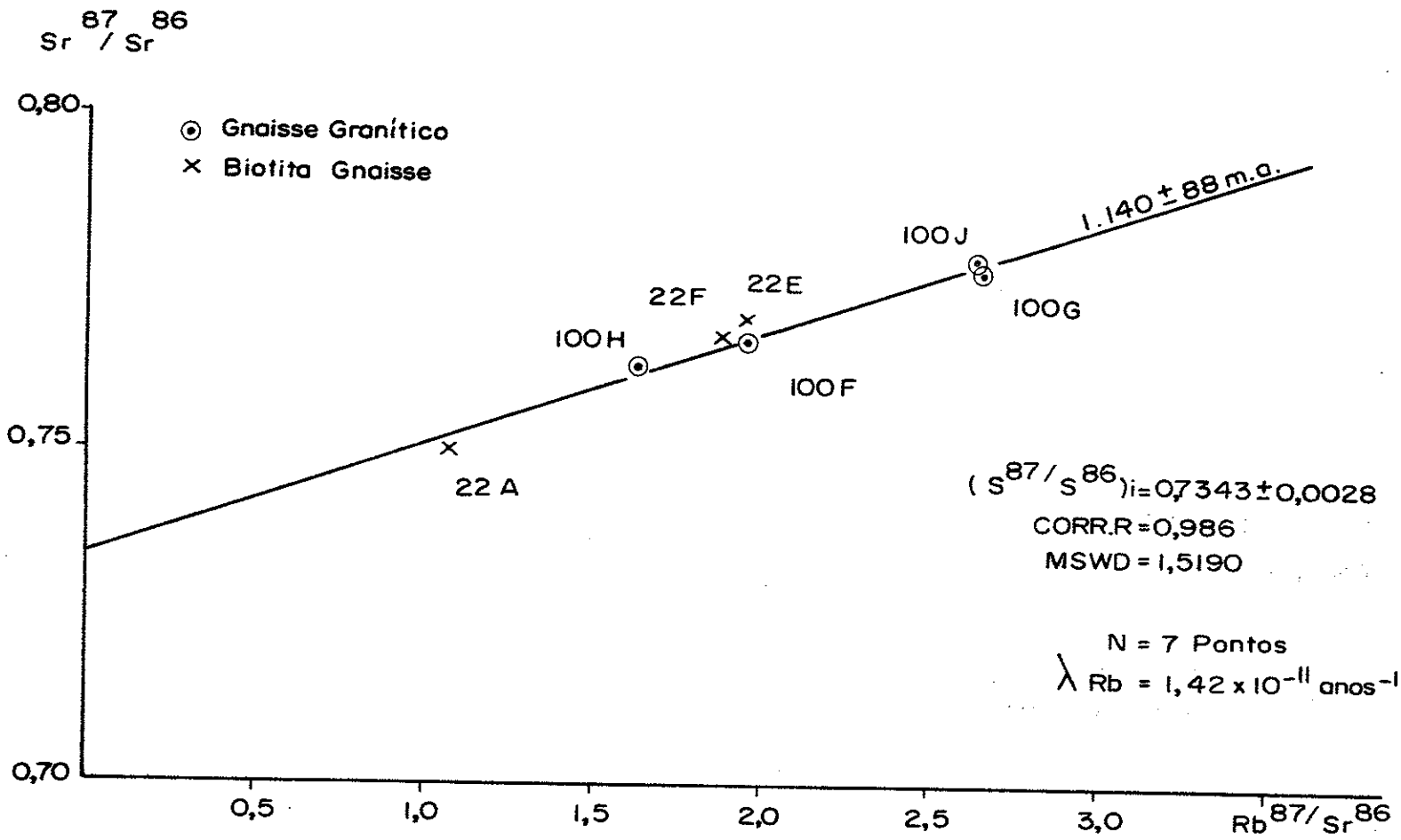


Figura 23 - Diagrama isocrônico Rb/Sr do gnaisse granítico do afloramento 100 e do biotita gnaisse do afloramento 22.

Sr^{86} de 0,7114 ± 0,0012 relativamente alta, pode ser considerada normal para estas rochas. Estudos geoquímicos realizados por Wernick e Gomes (1977) revelaram uma origem profunda (na base da crosta) para o magma granítico do Grupo Pinhal, responsável também pela migmatização destas rochas regionais.

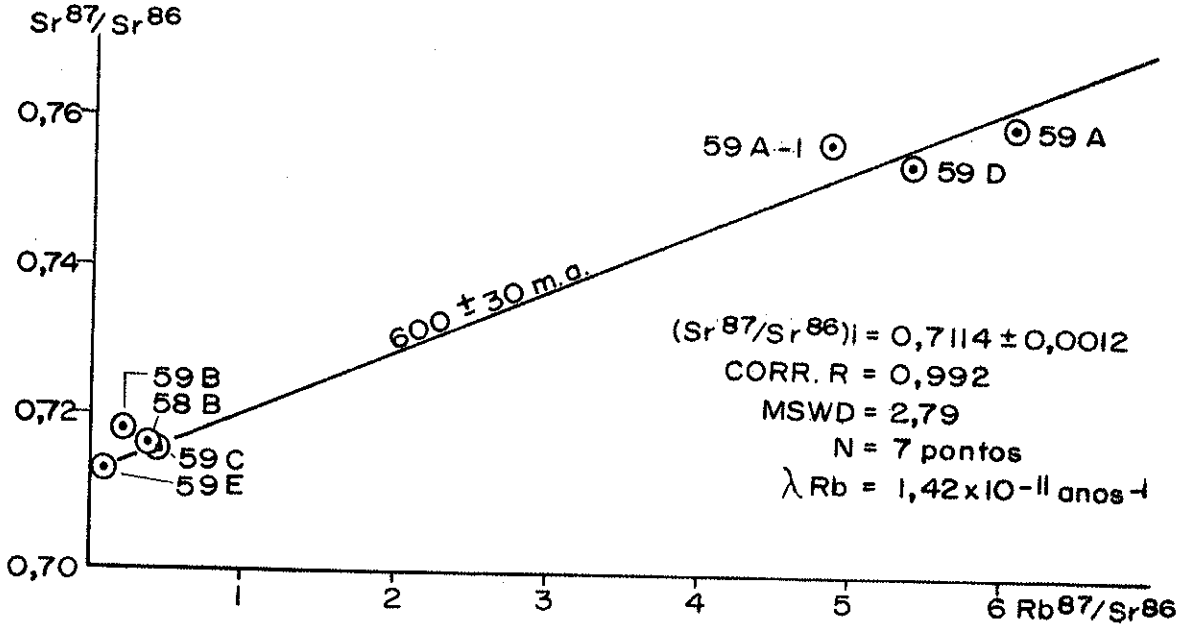


Figura 24 - Diagrama isocrônico Rb/Sr dos migmatitos dos afloramentos 58 e 59.

Na Figura 25 estão representadas, de forma sinóptica, as principais linhas isocrônicas obtidas na área mapeada. Os dados mostram boa coerência com o padrão geocronológico regional (capítulo II), permitindo sugerir para a área de Itapira eventos referíveis a 4 ciclos geotectônicos (ou, em parte, tecto- térmicos ou mesmo apenas tectônicos), que, associados ao reconhecimento de possivelmente 4 fases de deformação (capítulo VI) com características distintas, fornecem para a referida área uma evolução tectônica policíclica. Segundo esta interpretação, haveria uma vinculação entre as fases de dobramento 1,2,3 e 4 com os Ciclos Jequié (sujeito a confirmação), Transamazônico, Uruaçuano (?) e Brasiliano, respectivamente. Também o caráter polimetamórfico das rochas (capítulo V), sucessivamente deformadas, é indicativo de vários fluxos de calor de âmbito regional, sob regimes

de temperatura e pressão distintas e que encontram os seus reflexos nas isócronas Rb-Sr e datações K-Ar referíveis a vários ciclos. Além disso, os trabalhos de campo (capítulo IV) permitiram discriminar associações geológicas nitidamente distintas,que podem ser referidas, pelo menos em parte, a diferentes eventos geradores de rochas. Contudo, não foi possível a caracterização de associações litológicas seguramente relacionáveis ao suspeito Ciclo Uruaçuano, o que o tornaria, na área em foco, um evento com características de remobilização e de rejuvenescimento, e não um ciclo geotectônico na concepção clássica.

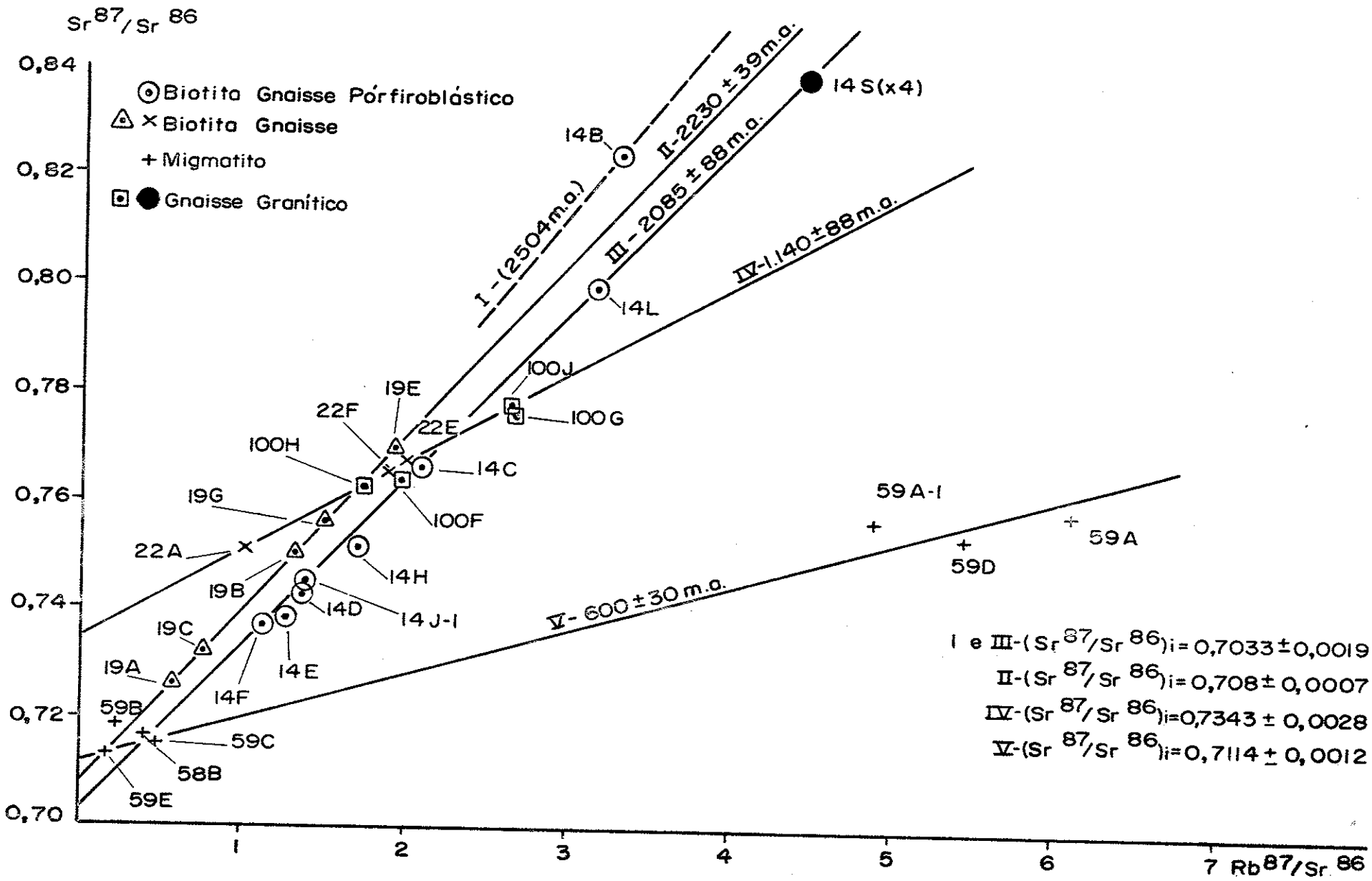


Figura 25 - Representação sinóptica das isócronas das rochas metamórficas dos arredores de Itapira-SP.

VIII. OCORRÊNCIAS DE INTERESSE ECONÔMICO

Com exceção de alguns materiais de aplicação na indústria de construção, a área ora estudada é bastante pobre na ocorrência de minerais e rochas potencialmente econômicas. Menor papel é desempenhado pelas ocorrências de mármore e amianto, atualmente com suas reservas praticamente esgotadas. Os depósitos de manganês e corpos de pegmatitos não oferecem até o momento, condições mínimas de rentabilidade que permitam a sua exploração.

1. Materiais de Construção

Restringe-se essencialmente na exploração de material para conservação de estradas, pedras britadas, areia para construção e argilas de aplicação na indústria da cerâmica.

Duas pedreiras alojadas em biotita hornblenda gnaisses, uma à esquerda do Rio do Peixe nas proximidades da rodovia Itapira-Jacutinga e outra, na mesma rodovia, cerca de 1 km ao norte do vilarejo de Barão Ataliba Nogueira, serviram como fonte de pedras britadas por ocasião da pavimentação da rodovia Amparo Itapira-Jacutinga. Atualmente encontram-se abandonadas.

Na rodovia Itapira-Mogi Mirim, quase no limite oeste da área, situa-se uma pedreira em muscovita quartzito feldspático decompostos, de propriedade da Estrada de Ferro FEPASA, que além de suprir as necessidades da Companhia, é empregado na manutenção das estradas locais sem pavimentação.

Depósitos aluvionares, constituídos principalmente de argilas, são encontrados basicamente ao longo de boa parte do Rio do Peixe e praticamente em toda a extensão do Ribeirão da Penha, que apresentam largas planícies de inundação. Apesar de várias olarias utilizarem a argila no fabrico de tijolos e telhas, a comercialização acha-se restrita ao pequeno mercado local.

A areia para a indústria da construção civil é retirada diretamente do Rio do Peixe por bombas de sucção, instaladas em vários pontos de todo seu curso na área mapeada. A areia alí extraída, abastece várias cidades circunvizinhas de Itapira. São inexistentes terraços fluviais bem desenvolvidos onde a reti-

rada pudesse ser executada a seco.

2. Mármore Calcítico

A maior ocorrência encontra-se na Pedreira Fortaleza, situada na fazenda homônima, na parte centro-leste da área. Trata-se de mármore bastante homogêneo e com teores entre 1 e 2% de MgO, próprio para o fabrico da cal.

Sua exploração que remonta em mais de 20 anos, foi utilizada durante cerca de 15 anos para o fabrico da cal. Atualmente o mármore vem sendo moído para ser aplicado como corretivo de solos. Com uma produção mensal inferior a 600 toneladas de pó, essa pedreira possui uma reserva economicamente explorável estimada para mais dois ou três anos apenas.

Uma outra ocorrência, extremamente restrita, encontra-se nas margens do Córrego da Mata no limite dos Estados de São Paulo e Minas Gerais, a leste da área. Esta ocorrência foi explorada para fabricação de cal e encontra-se atualmente abandonada devido à reduzida quantidade das rochas carbonáticas.

3. Amianto

Ocorre nos corpos de meta-peridotitos localizados à WSW da Fazenda Cristália. O amianto compõe pequenos diques de espessura centimétrica ou concentra-se em bolsões, com dimensões até submétricas, inclusos na rocha matriz alterada. O comprimento médio de suas fibras situa-se entre 1 e 2 cm, raramente ultrapassando 3 cm.

Sua exploração que foi abandonada e retomada várias vezes, apresenta atualmente uma produção pequena (no máximo 1000 kg por mês) e extremamente irregular, sendo interrompida constantemente por falta do minério, que é localizado na base da tentativa através da abertura de poços. Esta, que é a única ocorrência que vem sendo explorada em toda a região, encontra-se em vias de ser abandonada definitivamente.

4. Pegmatitos e Veios de Quartzo

Os veios de quartzo e pegmatitos são relativamente restritos na área estudada, constituíndo pequenos corpos de forma tabular com espessuras predominantemente centimétricas e raramente submétricas. Apenas foi constatado um caso em que um veio de quartzo leitoso atinge cerca de 5 metros de espessura. Está localizado na rodovia Itapira-Lindóia, próximo ao Km 34. Tanto os pegmatitos como os veios de quartzo guardam estreita relação com os planos de foliação das rochas regionais e com os sistemas de juntas resultantes das diversas fases de fraturamento que afetaram a área.

Mineralogicamente são simples, predominando os veios de quartzo leitoso, e subordinadamente os pegmatitos compostos por quartzo, feldspato potássico e alguma biotita. Apresentam textura grosseira com cristais variando entre as dimensões subcentimétricas a centimétricas e intensamente fraturados.

São mais freqüentes nos arredores da Fazenda Fortaleza em direção à Serra dos Coutos, não sendo verificado nenhum corpo em lavra ou já lavrado. A única ocorrência em fase de pesquisa, ainda em gnaisses com textura pegmatítica, encontra-se na encosta leste da Serra do Matão, mas com pouca perspectiva de viabilidade econômica.

5. Gonditos

As concentrações mais expressivas constituem, como podem ser vistas no mapa litológico-estrutural anexo, uma estreita faixa descontínua a W da Fazenda do Jardim, na porção sul da área, bem como duas a NE da cidade de Itapira. Entretanto, como já discutido no capítulo V, é bastante freqüente, em grande parte da área, a ocorrência de diminutos leitos ou corpos lenticulares, que não oferecem as mínimas condições de rentabilidade para sua exploração.

Os gonditos são rochas compostas essencialmente por granada e quartzo, caracterizados por uma estrutura rítmica, quase sempre alterados para um material pulverulento, rico em óxidos e hidróxidos de manganês.

A liberação desses compostos de óxidos e hidróxidos de manganês pela ação supérgena, produz teores com grande va-

riabilidade tanto no aspecto de intensidade como no teor. Análises químicas do minério, realizadas por Wernick et al. (1976a)para gonditos de Socorro e Itapira (este último, corresponde ao corpo situado mais a noroeste de Itapira), revelaram ampla variação no teor do manganês, de 7 a 30%, podendo localmente atingir concentrações superiores a 50%.

Economicamente estes gonditos podem vir a despertar interesse. Uma prospecção mais detalhada poderá fornecer dados dimensionais e estruturais de seus depósitos. A relação estrutura-corpo mineral deve ser determinada para se obter o comportamento e a distribuição espacial desses depósitos.

IX. TENTATIVA DE UMA SÍNTESE DA EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

Neste capítulo, tentar-se-á fazer, com base no conjunto de dados apresentados nas páginas anteriores, uma síntese da evolução geológica que moldou a região de Itapira, nos seguintes termos:

1. Estabelecimento de um substrato de natureza siálica de idade arqueana resultante do metamorfismo de um educto mal definido, (isócrona da Figura 22, com idade de 2230 ± 39 m.a.).

2. Soerguimento da crosta e erosão até o nível de anatexia que, ora exposto, exibe uma fase de deformação com dobras irregulares, denotando origem dominantemente por fluxo num meio de elevada plasticidade. Tentativamente, esta deformação é atribuída à la fase de dobramento detectada na área.

3. Sobre o material erodido iniciou-se uma intensa deposição de sedimentos, durante o Ciclo Transamazônico, representada por uma sequência clasto-psamítica, de natureza arcosiana a pelítica, e grauvacas ricas em plagioclásio, com intercalações de sedimentos clasto-químicos impuros, psamitos manganesíferos a pelitos manganesíferos impuros. Areias feldspáticas ocorrem tanto sob a forma de pequenas lentes quanto constituíndo horizontes mais espessos e persistentes. Localmente, houve deposição de sedimentos carbonáticos puros. Associados à contínua subsidência (que, pelas características dos metassedimentos,foi rápida e contínua, com a presença de lagos em condições favoráveis à precipitação de sedimentos químicos carbonáticos), ocorreram manifestações de magmas básicos hipoabissais e efusivos, ao lado de corpos ultrabásicos, ligados provavelmente à primeira fase magmática ou fase ofiolítica da evolução geossinclinal.

4. Metamorfismo de alta pressão dos referidos depósitos resultando rochas da fácies anfibolítica (com paragêneses minerais evidenciando condições de brando a médio grau dentro desta fácies) e, localmente, anatexíticas, ocasionando a gênese do Grupo Amparo durante o Ciclo Transamazônico, (isócronas das Figuras 19 e 21, respectivamente com idades de 2.085 ± 88 m.a. e 1.918 ± 72 m.a.).

O metamorfismo foi acompanhado de forte deformação

que, além de produzir um dobramento isoclinal nas rochas do Grupo Amparo, provocou um retrabalhamento mais ou menos intenso do seu embasamento. Nos metassedimentos do Grupo Amparo, as dobras são configuradas pelo antigo acamamento sedimentar, tendo-se desenvolvido uma intensa foliação em posição plano axial. Essa foliação foi caracterizada como sendo de transposição e, em toda área investigada, desenvolve-se paralelamente aos planos de acamamento dos metassedimentos transamazônicos. Esta fase de dobramento corresponde à 1a. fase de deformação dos referidos metassedimentos e provavelmente à 2a.fase de dobras da região. Sua direção estrutural original é de difícil determinação, devido não somente aos redobramentos posteriores, como também à movimentação de blocos causada por intensa tectônica rúptil. O fluxo de calor superou,no tempo, a deformação, como bem o demonstra a existência de material recristalizado principalmente em ápices de dobras intrafoliares.

5. Redobramento no Ciclo Uruaçuano (isócrona da Figura 23, com idade de 1.140 ± 88 m.a.) correlacionado tentativamente a um evento tecto-térmico ou mesmo apenas tectônico. As estruturas, representadas por dobras cujo traço axial tem direção geral NW a NNW, são de abertas a isoclinais, sem mostrar, contudo, nítido desenvolvimento de foliação plano axial. Esta fase é seguramente posterior à 2a. fase de dobramento, pois redobra a foliação gerada na fase anterior.

Os dados petrográficos não apresentam evidências que permitam caracterizar as rochas integrantes da isócrona da Figura 23, como sendo seguramente cogenéticas ao Ciclo Uruaçuano, já que são patentes sinais de sucessivas cristalizações e neoformação de minerais, indicando sua longa história evolutiva metamórfica.Tais dados indicariam, possivelmente, a presença de mais de um fenômeno de rejuvenescimento de rochas mais antigas.

6. Metamorfismo no Ciclo Brasiliano (datações K- Ar, Tabela 6) que atingiu as condições mais altas da fácies xistos verdes, provocando diaftorese generalizada nos metamorfitos pré-existentes da fácies anfibolítica. O metamorfismo retrógrado é caracterizado por numerosas reações, tais como: granada→ clorita, diopsídio→ hornblenda, hornblenda castanha→ hornblenda verde→ clorita, hornblenda→ biotita, plagioclásio→ epídoto, etc..

Acompanhando o metamorfismo ocorre a 4a. fase de

dobramento com direção axial geral NE-SW. Esta fase, que afeta tanto a 2a. quanto a 3a. fase de dobras, é a mais recente identificada na área. As dobras são abertas, do tipo concêntricas, geradas por processo flexural e sem o desenvolvimento de foliação plano-axial.

Localmente, ocorre migmatização das rochas metamórficas por injeção de material granítico, que estaria associado a uma fase tardi-tectônica do Ciclo Brasiliano (isócrona da Figura 24, com idade de 600 ± 39 m.a.), e alojamento de corpos magmáticos graníticos, na parte oeste da área, referentes ao Grupo Pinhal.

O levantamento do cinturão orogenético teria ocorrido a cerca de 500 m.a. atrás, (534 ± 7 m.a. obtido pelo método K-Ar em biotita de biotita gnaisse, Tabela 6).

7. Deposição de sedimentos molassóides em bacias tectônicas seguidas de deformação e anquimetamorfismo no final do Ciclo Brasiliano (ao redor de 534 ± 20 m.a., segundo Hama e Cunha, 1977), resultando na gênese das Formações Eleutério e Pouso Alegre. A presença destes depósitos molassóides é indicativa de uma certa estabilidade na região.

8. Enrijecimento regional e desenvolvimento de intensa deformação pós-cristalina afetando toda a região, cerca de 485 ± 15 m.a. (idade em granitos cataclasados, Hama e Cunha, 1977; Hama et al., 1979). A milonitização sobrepõe-se às principais direções estruturais dos dobramentos. Desenvolve espessas faixas milonítico-cataclásticas com a ocorrência mais expressiva da área representada pelo sistema de falhamento de Jacutinga com direção geral NE-SW.

9. Erosão e aplainamento sucessivos seguidos de depósitos sedimentares, observando-se, na região, a Superfície Itaguá, pré-carbonífera, e depósitos permo-carboníferos de areniitos, siltitos e argilitos flúvio-glaciais, referíveis ao Grupo Tubarão. Estão restritos à parte oeste da área de Itapira.

10. Novo levantamento seguido de erosão com o estabelecimento da superfície das Cristas Médias ou Japi.

11. Sedimentação dos depósitos neo-cenozóicos, preservados na área principalmente na porção ao sul do vale do Rio

do Peixe, cujas fontes dos sedimentos são essencialmente as rochas cristalinas circunvizinhas. São sedimentos predominantemente arenosos, mais ou menos inconsolidados e mal selecionados, separados das rochas sotopostas por uma linha de seixos.

12. Contínuo soerguimento que vem afetando a área desde o Terciário Superior (Soares e Landim, 1975), com consequente basculamento dos blocos para norte, através da reativação ao longo de antigos planos de falhamentos. Esta epirogênese positiva é responsável pela intensa erosão que a área vem sendo submetida, com a destruição dos depósitos permo-carboníferos e consequente exumação do assoalho cristalino pré-glacial. Também é responsável pela preservação de restos de sedimentos neo-cenozóicos, sempre na parte sul dos principais vales, pelo adernamento dos blocos para norte.

Depósitos de aluvião, constituídos por areia, cascalho e argila, estão restritos aos níveis de base local. Os depósitos de argila e areia apresentam, localmente, certa importância econômica.

13. A atual geomorfologia da área é totalmente controlada pelos tipos litológicos presentes e pela tectônica moderna, com movimentação diferencial de blocos adernados.

X. CONCLUSÕES

Os estudos geológicos, petrográficos, geocronológicos e estruturais revelaram uma evolução nitidamente policíclica para as rochas cristalinas que bordejam a Sinéclise do Paraná nos arredores de Itapira.

Os dados radiométricos permitiram a constatação de eventos referíveis provavelmente a 4 ciclos geotectônicos ou, em parte, tecto-térmicos ou mesmo apenas tectônicos, com idades arqueana, representados por metatexitos localmente expostos e referíveis ao Ciclo Jequié (sujeito a confirmação), transamazônica (Grupo Amparo), uruaçuana e brasiliana (Grupo Pinhal e Formação Eleutério).

Através de critérios estruturais, foi possível o reconhecimento de provavelmente 4 fases de dobramento com características distintas. Da superposição das fases de dobramento 2, 3 e 4 resultaram padrões de interferência característicos, em parte similares aos descritos por Fiori et al. (1978, Figura 2). Entre estes, destacam-se estruturas fechadas resultantes da superposição de dobras isoclinais de direções aproximadamente ortogonais (fase 3 sobre fase 2), e ondulações de traços axiais (fase 4 sobre fase 3).

Segundo esta interpretação, haveria uma vinculação entre as fases de dobramento 1,2,3 e 4, com Ciclos Jequié (?) , Transamazônico, Uruaçuano e Brasiliano, respectivamente.Esta vinculação coaduna-se com os resultados obtidos por Fiori et al. (1978, 1980), Fiori (1979) e Fiori e Choudhuri (1979) ao nível regional no qual a área em foco se acha inserida. Entretanto,não pode ser descartada a hipótese de que algumas fases de dobramento sejam, em realidade, deformações polifásicas ligadas a um ou mais ciclos, como sugerido por Hasui e Sadowski (1976) para a região de São Paulo, já que a sequência das 4 fases de deformação são compatíveis com dobramentos que ocorrem em sistemas rochosos caracterizados por um enrijecimento progressivo.

Não obstante, o caráter polimetamórfico das rochas sucessivamente deformadas é indicativo de vários fluxos de calor de caráter regional, sob regimes de temperatura e pressão distin

tos, que encontram os seus reflexos em isócronas Rb-Sr e datações K-Ar referíveis a vários ciclos.

Os trabalhos geológicos executados permitiram discriminar, também associações litológicas nitidamente distintas(capítulo IV), que podem ser referidas, pelo menos em parte, a distintos eventos geradores e deformadores de rochas.

A ação do Ciclo Brasiliano não só está retratada através de atividades magmáticas graníticas (Figura 24, com 600 ± 30 m.a.), mas também, através de numerosas datações K-Ar, o que evidencia um fluxo de calor suficiente para re-homogeneizar isotopicamente sistemas de filo-e inossilicatos. Tais temperaturas situam-se entre 300º e 400ºC, e são confirmadas por evidências petrográficas, dentre as quais podemos citar a ocorrência generalizada, em toda área, de paragênese ligada a um metamorfismo retrógrado que atingiu a parte superior da fácies xistos verdes.

Contudo, não foi possível a caracterização de associações litológicas seguramente referíveis ao Ciclo Uruaçuano, o que faz suspeitar que este evento tenha, na área em foco, muito mais características de rejuvenescimento do que as de um ciclo geotectônico na sua concepção clássica.

XI. AGRADECIMENTOS

Queremos deixar os nossos mais sinceros agradecimentos as pessoas e entidades que direta ou indiretamente colaboraram para a realização do presente trabalho.

Cabe-nos aqui, a mais profunda gratidão ao Professor Doutor Koji Kawashita, do Departamento de Geologia Geral do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, orientador da tese, que colaborou de maneira direta através de estímulo, sugestões e constantes críticas durante as várias etapas de preparação deste trabalho;

ao Professor Doutor Eberhard Wernick, do Departamento de Mineralogia e Recursos Minerais, do Instituto de Geociências e Ciências Exatas da UNESP, "Campus" de Rio Claro, pela dedicação e interesse que demonstrou ao acompanhar o desenvolvimento do presente trabalho, pelas viagens ao campo e pelas longas discussões que ocasionaram o surgimento e o desenvolvimento do tema básico;

ao Professor Doutor Raphael Hypólito, pela execução das análises químicas em rochas;

ao Professor Olavo José Bortolotto, da Universidade Federal de Santa Maria (RS), pós-graduando do Departamento de Mineralogia e Petrologia do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, pela leitura crítica e cuidadosa revisão dos manuscritos;

aos professores dos Departamentos de Mineralogia e Petrologia e de Geologia Geral, do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, que contribuiram na elaboração do presente trabalho, através de sugestões, críticas e debates;

a todos os técnicos do Centro de Pesquisas Geocronológicas, pelo auxílio prestado durante as diversas fases analíticas requeridas nas determinações radiométricas;

à Senhorita Itacy Kroehne, pelos trabalhos na elaboração dos mapas e figuras;

à Senhora Melany Thereza Isauk e Senhor Claudio Hopp, pela confecção das lâminas delgadas;

à Senhora Claudete Salinas Franzosi, pelo zeloso trabalho de datilografia;

à equipe da Seção Gráfica, particularmente em nome do Senhor Jaime Alves da Silva;

à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (Processo nº 77/533) pelo auxílio financeiro concedido para os trabalhos de campo, e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico pela concessão de bolsa de Mestrado, durante a vigência da qual foi realizada grande parte deste trabalho.

XII. BIBLIOGRAFIA

ALMEIDA, F.F.M. - 1964 - Fundamentos geológicos do relevo paulista. In "Geologia do Estado de São Paulo". São Paulo, Secretaria da Agricultura, I.G.G. Bol. nº 41, pp. 169-263.

ALMEIDA, F.F.M. - 1978 - Evolução dos Cratons Amazônico e do São Francisco com a de seus homólogos do Hemisfério Norte. Anais do XXX Congr.Bras.Geol. Recife, Vol. 6, pp. 2393-2407.

ALMEIDA, F.F.M. e BARBOSA, O. - 1953 - Geologia da Quadrícula de Piracicaba e Rio Claro, Estado de São Paulo. D.N.P.M/D.G.M., Bol. 43. pp.87.

ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y. e NEVES, B.B.B. - 1976 - The upper precambrian of South America. Bol. I.G.U.S.P., Vol. 7,pp.45-80.

ALMEIDA, F.F.M.; AMARAL, G.; CORDANI, U.G. e KAWASHITA, K.-1973- The Precambrian Evolution of the South American Cratonic Margin, South of the Amazon River, In "Nairn, A.G.M. e Stehli, F.G.". The Ocean Basin and Margins, Vol.1, Cap.11, pp. 411-446.

AMARAL, G. - 1974 - Geologia pré-cambriana na Região Amazônica. Tese de Livre-Docência-IGUSP (inédita). 212 pp.

AMARAL, G. e ROCHA CAMPOS, A.C. - 1969 - Limite Permo-Triássico na América do Sul. Soc.Bras.Geol. - Núcleo de São Paulo.Bol. Especial nº 1 (Resumo das Comunicações do XXIII Congr. Bras. Geol.): pp. 88-89.

AMARAL, G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. e REYNOLDS, J.H. -1966- Potassium-argon dates of basaltic rocks from Southern Brazil. Geoch.et Cosm.Acta, Vol.30. pp. 159-189. Oxford.

ANDRADE, S.M. e SOARES, P.C. - 1971 - Geologia do Centro-Leste do Est.de São Paulo. Petrobrás-Desul, Rel. 407.

ARTUR, A.C.; WERNICK, E. e KAWASHITA, K. - 1979 - Dobramentos Superimpostos na Região de Itapira (SP): Caracterização e cronologia. Atas do II Simpósio Regional de Geol. (Soc. Bras. Geol. - Núcleo de São Paulo), Vol.1. pp. 59-70.

BADGLEY, P.C. - 1959 - Structural Methods for the Exploration Geologist,Harper & Brothers, New York, 280 p.

BARBOSA, O. e ALMEIDA, F.F.M. - 1949 - A Série Tubarão na Bacia do Tietê, SP. DNPM/DGM, Notas Preliminares e Estudos, nº 48, 16 pp.

BARBOSA, O. e GOMES, F.A. - 1958 - Pesquisa de Petróleo na Bacia do Rio Corumbataí, Estado de São Paulo. DNPM/DGM - Bol. 171.

BARROW, C.N. - 1969 - K'Mudku mylonite episode notes on the Stratigraphy of Guiana. Proc.VII Guiana Conf., Paramaribo.

BELLIZZIA, M. - 1968 - Idades isotópicas de las rocas Venezoelanas. Min.Hidrocarburos, Bol.Geol. X(19), Caracas. pp. 356-380.

BENCE, A.E. e ALBEE, A.L. - 1968 - Empirical correction factores for the electron microanalysis of silicates and oxides. Journal of Geology. Vol.76. pp. 382-403.

BJORNBERG, A.J.S. - 1965 - Sedimentos Post-Cretáceos do Leste do Estado de São Paulo. Tese de Livre-Docência - IGUSP (Inédita). 190 p.

BJORNBERG, A.J.S. - 1969 - Contribuição ao estudo do Cenozóico Paulista: Tectônica e Sedimentologia. Tese de Professor Titular da EESC-USP (Inédita). 128 p.

BJORNBERG, A.J.S. e LANDIM, P.M.B. - 1966a - A Formação Rio Claro (neo-cenozóico) no interior do Estado de São Paulo. Soc. Bras.Geol. - Núcleo do Rio de Janeiro - nº 1. pp. 67-68.

BJORNBERG, A.J.S. e LANDIM, P.M.B. - 1966b - Contribuição ao Estudo da Formação Rio Claro (Neo-cenozóico).Soc.Bras.Geol. , Vol. 15, nº 4. pp. 43-67.

BRAUN, G. - 1969 - Computer calculated counting nets for petrofabric and structural analysis. N.Jb. Miner. Mh., Vol. 10, pp. 469-476.

CARVALHO, A.; MELFI, A.J.; BITTENCOURT, I.; QUEIROZ NETTO, J.P.e NAKASHIMA, R. - 1967 - Sedimentos Neo-cenozóicos na Área de Campinas. Bol.Paran.Geoc. Vol.26. pp.71-72.

CHOUDHURI, A.; FIORI, A.P.; WINTERS, A.A.M.; BETTENCOURT, J.S. e RODRIGUES, J.E. - 1978 - A note on small bodies of eclogite as inclusiones in high grade gneisses, Nort of Pouso Alegre, Minas Gerais. Rev.Bras.Geoc. Vol.8, nº 1. pp. 63-68.

CHRISTOFOLETTI, A. e QUEIROZ NETO, J.P. - 1966 - Os sedimentos da Serra de Santana. Bol. Paran. Geogr., 18/20, pp. 231-245.

CIPRIANI, C.; SASSI, F.P. e SCOLARI, A. - 1971 - Metamorphic White micas: definition of paragenêtic field. Schweiz. Miner. Petr.Mitt., Vol.51. pp. 259-302.

CORDANI, U.G. e BITTENCOURT, I. - 1967 - Determinação de idade potássio-argônio em rochas do Grupo Açungui. An.XXI Congr. Bras.Geol. Curitiba. pp. 218-233.

CORDANI, U.G. e KAWASHITA, K. - 1971 - Estudo geocronológico pelo método Rb-Sr de rochas graníticas intrusivas no Grupo Açungui. An. XXV Congr.Bras.Geol. São Paulo. pp. 105-110.

CORDANI, U.G.; DELHAL, J. e LEDENT, D. - 1973 - Orogêneses superposés dans le precambrian du Brésil Sud-Oriental (Étate de Rio de Janeiro et de Minas Gerais). Rev.Bras.Geoc.nº 3.Vol.1. pp. 1-22.

CORDANI, U.G.; HALPERN, M. e BERENHOLC, M. - 1974 - Comentários sobre as determinações geocronológicas da Folha de Porto Alegre. In "Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo. Folhas Porto Alegre (SH-22) e Lagoa Mirim (SI-22). Texto explicativo", MME-DNPM, Brasília. pp. 70-84.

DOIG, R. - 1977 - Rb/Sr Geocronology and Evolution of the Greenville Province in North Western Quebec, Canadá. Geol.Soc.Bull., Vol.88. pp. 1843-1856.

EBERT, H. - 1955 - Pesquisas na parte sudeste do Estado de Minas Gerais e no Polígono das Secas. DNPM Rel.An.Dir.Div.Geol.Min. pp. 79-89.

EBERT, H. - 1956 - Beitrag zur Gliederung des Prakambriuns in Minas Gerais. Geol. Rundschau, 45 (3): 471-521.

EBERT, H. - 1957 - A tectônica do sul do Estado de Minas Gerais. DNPM., Rel.An.Div.Geol. Min. 97-107; pp. 136-137.

EBERT, H. - 1958 - Discordâncias pré-cambrianas em Carandaí,Minas Gerais. DNPM, Bol. Div. Geol. Min., 183, 48 pp.

EBERT, H. - 1962 - Baustil und Regional-metamorphose in prakämbrius Grundgebirge Brasiliens: Tscherm. Min. Petr.Mitt.,8(1): 49-81.

EBERT, H. - 1963 - The manganese bearing Lafaiete Formation as a guide horizont in the pre-cambrian of Minas Gerais. An.Acad. Bras.Ciênc.; Vol.35. pp. 543-559.

EBERT, H. - 1971 - Os paraibides entre São João Del Rey (MG) e Itapira (SP), e a bifurcação entre Paraibides e Araxaides. Soc.Bras.Geol. - Núcleo de São Paulo. Bol.Especial nº 1(Resumo das Comunicações do XXV Congr.Bras.Geol.) pp. 177-178.

EBERT, H. - 1974 - O Grupo Eleutério e a Falha de Jacutinga (Nordeste de São Paulo). Soc.Bras.Geol. Núcleo do Rio Grande do Sul. Bol. Especial nº 1 (Resumo das Comunicações do XXVIII Congr.Bras.Geol.) pp. 726-730.

EBERT, H. e BROCHINI, M.F. - 1968 - Estudos estratigráficos e geocronológicos no Escudo Cristalino Brasileiro. Ciência e Cultura 20: 621-625.

ELLERT, R. - 1959 - Contribuição a geologia do Maciço de Poços de Caldas. Fac. Fil.Ciên.Letras, USP. Bol. 237 (Geologia 18) 1-63 pp.

ELLERT, R.; BJORNBERG, A.J.S. e COUTINHO, J.M.V. - 1959 - Mapa geológico do Maciço Alcalino de Poços de Caldas. Dep. Geol. Paleont., Fac.Fil.Ciênc.Letr., USP, 1:75000.

EUGSTER, H.P. e YODER, H.S. - 1955 - The join muscovite-paragonite. Yb.Carnegie Instn.Wash., Vol.54. pp. 124-126.

EUGSTER, H.P.; ALBEE, A.L.; BENCE, A.E.; THOMPSON, J.B. e WALDBRAUN, D.R. - 1972 - The two-phase region and excess mixing properties of paragonite-muscovite crystalline solutions. Jour. Petrol. Vol. 13. pp. 147-179.

FIORI, A.P. - 1979 - Geologia da Região de Pouso Alegre - Machado: Análises Estrutural de Dobramentos Superpostos. Tese de Doutoramento - IGUSP (Inédita). 200 p.

FIORI, A.P. e CHOUDHURI, A. - 1979 - Fases de migmatização e dobramentos superpostos nas rochas granulíticas e nos migmatitos de Serrania e Machado (MG). Atas do II Simpósio de Geol. Regional (Soc.Bras.Geol. - Núcleo de São Paulo). Rio Claro. Vol.1, pp. 47-58.

FIORI, A.P.; WERNICK, E. e BETTENCOURT, J.S. - 1978 - Evolução Policíclica na Região Nordeste do Estado de São Paulo e

áreas vizinhas do Estado de Minas Gerais. Anais do XXX Congr.Bras.Geol. Recife. Vol. 1. pp. 309-320.

FIORI, A.P.; WERNICK, E.; CHOUDHURI, A.; SOARES, P.C. e BITTENCOURT, J.S. - 1980 - Evolução geológica da parte SW do Estado de Minas. (no prelo).

FRANCO, R.R. e COUTINHO, J.M.V. - 1957 - Charnockitos e rochas associadas no Município de Amparo e Socorro, Est.de São Paulo. An.Acad.Bras.Ciênc.Vol.28, nº 3. pp. 303-311.

FULFARO, J.V. e SUGUIO, K. - 1968 - A Formação Rio Claro (Neo-cenozóico) e seu Ambiente de Deposição. Bol. Inst.Geoc.Vol.20. pp. 45-60.

GOMES, C.B.; COUTINHO, J.M.V. e OLIVEIRA, A.B. - 1966 - Paragasita em dolomitos metamórficos do Município de Tapiratiba,(SP). An.Acad.Bras.Ciênc. Vol. 38. pp. 39-46.

GOMES, C.B.; RUBERTI, E. e WERNICK, E. - 1976 - Caracterização química de feldspatos de rochas graníticas. An.Acad. Bras. Ciênc., Vol.48. nº 3. pp. 445-452.

GRASER, S. e NIGGLI, E. - 1967 - Zur Verbreitung der Phengite in den Schweizer Alpen. Ein Beitrag zur zoneographie der alpinen metamorphose. Etages Tect. - Colloque de Neuchatel. Vol. 18. pp. 89-104.

GUIDOTTI, C.V. - 1966 - Variation of the basal specings of muscovit in sillimanite-bearing pelitic schists of NW Maine.Amer. Mineral., Vol.51. pp. 1778-1786.

GUIDOTTI, C.V. - 1969 - A comment on "Chimical study of minerals from the moine schists of the Ardnamurchan Area, Argyllshire Scotland" by B.C.M. Butler, and its implications for the phengite poblem.Jour. Petrol. Vol.10. pp. 164-170.

GUIDOTTI, C.V. - 1973 - Compositional variation of muscovite as a function of metamorphic grade and assemblage in metapelites from N.W.Maine. Contr.Minral. Petrol., Vol.42. pp.33-42.

GUIDOTTI, C.V. - 1974 - Transition from staurolite to sillimanite zone, Rangely quadrangle, Maine. Geol.Soc. Amer., Bull. 85, 475-490 pp.

GUIDOTTI, C.V. - 1978a - Muscovite and K-feldspar from two- mica adamellite in Northwestern Maine: Composition and petrogene-

tic implications. Am.Mineral. Vol.63, Nº 7-8. pp. 750-753.

GUIDOTTI, C.V. - 1978b - Compositional variation of muscovite in medium-tohigh-grade metapelites of N.W. Maine. Jour.Amer. Mineral. Soc. Am. 63, pp. 878-884.

GUIDOTTI, C.V. e SASSI, F.P. - 1976 - Muscovite as petrogenetic indicator mineral in pelitic schists. Neues Jahrb. Mineral. Abh. 127, 92-142 pp.

HAMA, M. e CUNHA, H.C.S. - 1977 - Considerações sobre a idade radiométrica da Formação Pouso Alegre e dos granitos pós- cambrianos da região sul do Estado de Minas Gerais e nordeste do Estado de São Paulo. Atas do I Simpósio de Geol. Regional (Soc.Bras.Geol. - Núcleo de São Paulo) pp. 48-58.

HAMA, M.; ALGARTE, J.P.; KAEFER, L.Q. e ARTUR, A.C. - 1979 - Idades Rb/Sr e K/Ar na região sul-sudoeste de Minas Gerais e leste do Estado de São Paulo. Atas do II Simpósio Regional de Geol. (Soc.Bras.Geol. - Núcleo de São Paulo), Rio Claro - Vol.1. pp. 71-86.

HASUI, Y. e ALMEIDA, F.F.M. - 1970 - Geocronologia do Centro-Oeste Brasileiro. Bol.Soc.Bras.Geol., Vol.19, nº 1. pp. 5-26.

HASUI, Y. e HAMA, M. - 1972 - Geocronologia do Grupo São Roque pelo método potássio-argônio. Rev.Bras.Geoc. Vol.2,nº 1. pp. 8-24.

HASUI, Y.; PENALVA, F. e HENNIES, W.T. - 1969 - Geologia do Grupo São Roque. Anais do XXIII Congr.Bras.Geol. Salvador, pp. 101-134.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA - 1972 - Folhas Topográficas de Mogi Mirim e Águas de Lindóia, escala 1.50.000.

INSTITUTO GEOGRÁFICO E GEOLÓGICO - 1974 - Mapa Geológico do Estado de São Paulo, escala 1:1.000.000.

KRONER, A. - 1977 - The Precambrian Geotectonic Evolution of Africa Plate Destruction, Precambrian Res. Est.Sc.Publ. Co., Vol.4, nº 2. pp. 163-213. Amsterdam.

LANDIM, P.M.B. - 1973 - Contribuição ao estudo dos mistitos do Grupo Tubarão no Estado de São Paulo. Escola de Engenharia de São Carlos. Bol.Geol. Vol.17. pp. 1-98.

LEONARDOS Jr., O.H.; DUNHAM, A.C.; PIRES, F.R.M. e FORMAN, J.M.A. - 1971 - Nota sobre a Formação Pouso Alegre, An. Acad. Bras. Ciênc. Vol. 43 (e): 131-134.

LOCZY, L. e LADEIRA, E.A. - 1976 - Geologia Estrutural e Introdução à Geotectônica. Editora Edgard Blucher Ltda. 528 pp.

MARTIN, H.; MAU, H. e BJORNBERG, A.J.S. - 1959 - Vale Pré-Glacial a Noroeste de Jundiaí, SP. Bol.Soc.Bras.Geol., Vol.8, nº 2. pp. 35-40.

MEHNERT, K.R. - 1968 - Migmatites and the origin of granitic rocks. Elsevier Pub. Comp., New York, 325 pp.

MELFI, A.J.; BETTENCOURT, I. e QUEIROZ NETO, J.P. de - 1966 - Observações sobre a Sedimentação Pós-Cretácea na Região de Campinas, SP. Bol.Soc.Bras.Geol. - Núcleo Rio de Janeiro,Vol. 1. pp. 83-85.

MENDES, J.C. - 1962 - Problemas paleogeográficos do Grupo Tubarão (Carbonífero Superior). Bol. Soc. Bras. Geol. Vol.11, nº 2. pp. 71-74.

MIYASHIRO, A. - 1962 - Notes on rock-forming minerals (22) - Common ocurrence of muscovite rich in iron and magnesium in glaucophanitic metamorphic terrains. Jour. Geol. Soc. Japan. Vol. 68. pp. 234-235.

OLIVEIRA, M.A.F. de - 1973 - Petrologia das rochas metamórficas da região de São José do Rio Pardo (SP). Rev. Bras. Geociências. Vol.3, nº 2. pp. 257-278.

OLIVEIRA, M.A.F. de e ALVES, F.R. - 1974 - Geologia e Petrografia da região de Caconde (SP). Anais do XXVIII Congr. Brasileiro de Geologia. Porto Alegre, Vol.5. pp. 133-143.

OLIVEIRA, M.A.F. de e ALVES, F.R. - 1976 - Wollastonita em associações calcicas da fácies granulito, Caconde, SP. Rev. Bras. Geol. Vol.6, nº 1. pp. 43-52.

OLIVEIRA, M.A.F. de e HIPÓLITO, R. - 1973 - Rochas calco-silicáticas da região de São José do Rio Pardo, SP. An. do XXVIII Congr.Bras.Geol. Porto Alegre. Vol.5. pp. 133-143.

PENALVA, F. - 1964 - Sedimentos Neocenozóicos dos Rios Jundiaí, Atibaia e Jaguari. Tese apresentada ao XVIII Congr.Bras.Geol., Poços de Caldas, MG.

PENALVA, F. e WERNICK, E. - 1973a - Feições estruturais de migmatitos ao norte e sul da falha de Jacutinga, leste do Estado de São Paulo. Ciência e Cultura, 25: 183.

PENALVA, F. e WERNICK, E. - 1973b - Compartimentação tectônica em parte do Pré-Cambriano Paulista. Soc.Bras.Geol. - Núcleo da Bahia. Boletim Especial nº 1 (Resumo das Comunicações do XXVII Congr.Bras.Geol.), Aracaju. pp. 128-129.

PENTEADO, M.M. - 1969 - Novas informações a Respeito dos Pavimentos Detríticos ("stone lines"). Not.Geomorf. Campinas.Vol.9, nº 17. pp. 15-41.

PETRI, S. - 1964 - Grupo Tubarão: In "Geologia do Estado de São Paulo". Bol.Inst. Geogr.Geol. Vol.41. pp. 56-63.

PIRES, F.R.M.; LEONARDOS Jr, O.H. e PARENTI COUTO, J.G. - 1970- Gonditos na Região de Pouso Alegre (MG). Min. e Met. 52(312): 237-239.

PRIEM, H.N.A.; BOELRIK, N.A.I.M.; HEBEDA, E.H.; VERDUMEN, E.A. th.; VERCHURE, R.H. and BON, E.H. - 1971 - Granitic complexes and associeted tin mineralization of Greenville age in Rondonia, W Brasil. Geol. Soc. Bull. 82, 1095-1102 pp.

PROJETO SAPUCAÍ - 1979 - Relatório final de geologia do SW do Estado de Minas Gerais e NE do Estado de São Paulo. Ministério das Minas e Energia - DNPM, Série nº 4, Seção Básica nº 2. Brasília. 299 p.

ROCHA CAMPOS, A.C. - 1967 - Problem in Brasilian Gondwana Geology. 2-Tubarão Group. I International Symposium on the Gondwana Stratigraphy and Palaentology. pp. 27-102.

RODRIGUES, J.E. - 1976 - O falhamento transcorrente de Jacutinga, Dissertação de Mestrado - IGUSP (Inédita). 44 pp.

SASSI, F.P. - 1972 - The petrologic and geologic significance of the b_0 value of potassic white micas in low-grade metamorphic rocks. An application to the Eastern Alps. - Tschermaks Miner. Petr.Mitt. 18: 105-113.

SEDERHOLM, J.J. - 1907 - On granite and gneiss. Bull. Comm.-Geol. Finlande, 23, 213 pp.

SEKI, Y. - 1973 - Basal Spacings of metamorphic white mica and type of metamorphism.Jour.Geol.Soc.Japan.Vol.79. pp.611-620.

SOARES, P.C. - 1972 - O Limite Glacial/Pós-Glacial do Tubarão,no Estado de São Paulo. An.Acad.Bras.Ciênc.Vol.44 (suplemento): 333-342.

SOARES, P.C. - 1974 - Elementos estruturais da parte Nordeste da Bacia do Paraná: classificação e gênese. An.do XXVIII Congr. Bras.Geol. Vol.4. pp. 107-122.

SOARES, P.C. (Coordenador) - 1975 - Projeto Caldas II. Convênio DNPM/FFCLRC. Relatório final 46 pp.

SOARES, P.C. e FIORI, A.P. - 1976 - Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. Not. Geomorf. Campinas. Vol. 16, nº 32. pp. 71-104.

SOARES, P.C. e LANDIM, P.M.B. - 1973 - Aspectos regionais da Bacia do Paraná no seu flanco nordeste. Anais do XXVII Congr. Bras.Geol. Aracajú. Vol.1. pp. 243-256.

SOARES, P.C. e LANDIM, P.M.B. - 1975 - Cenozoic deposits in South Brasil.Intern.Simp.on the Quaternary. Bol.Paran. Geoc. Vol.17, nº 33. (Abstract).

SOARES, P.C.; LANDIM, P.M.B.; SINELLI, O.; FU-TAI, W. e FIORI,A. P. - 1977 - Associações Litológicas do Subgrupo Itararé e sua interpretação ambiental. Rev.Bras.Geol., Vol.4, nº 2.pp. 131-149.

SOARES, P.C.; SINELLI, O.; PENALVA, F.; WERNICK, E.; SOUZA, A. e CASTRO, P.R.M. - 1973 - Geologia do Nordeste do Estado de São Paulo. Anais do XXVIII Congr.Bras.Geol., vol.1. pp. 209-228.

SPRY, A. - 1974 - Metamorphic Textures. Pergamon Press Ltd. New York, 350 pp.

THOMPSON, A.B. - 1974 - Calculation of muscovite-paragonite-alkali feldspar phase relations. Contr.Mineral. Petrol., Vol.44. pp. 173-194.

TORQUATO, J.R. - 1974 - Geologia do SW de Moçâmedes e suas relações com a evolução tectônica de Angola. Tese de Doutoramento - IGUSP (inédita). 243 p.

TUTTLE, O.F. - 1949 - Structural petrology of planes of liquid inclusions. Journ.Geol., Vol.57, nº 4. pp. 331-356.

ULBRICH, H.H.G.J.; ULBRICH, M.N. e BAGNOLI, E. - 1977 - Contributions to the petrology of the Poços de Caldas Alkali Massif, Brasil. I: Petrography and structure of the Poços de Caldas Lujavrite. IGUSP (inédito). 42 p.

VANDOROS, P. e FRANCO, R.R. - 1966 - Determinação de idade de granitos da região de Mogi das Cruzes, São Paulo, pelos métodos K-Ar e Rb-Sr. An.Acad.Bras.Ciênc. Vol.38, nº 2. pp. 289-292.

VELDE, B. - 1965 - Experimental determination of muscovite polymorph stabilities. Amer.Mineral. Vol. 50, nº 4. pp. 436-449.

VELDE, B. - 1967 - Si^{4+} content of natural phengites. Contr. Mineral. Petrol.Vol.14, nº 2. pp. 250-258.

VELDE, B. - 1972 - Celadonite mica: Solid solution and stability. Contr.Mineral. Petrol. Vol.37, nº 3. pp. 235-247.

WASHBURNE, C.W. - 1930 - Petroleum geology of State of São Paulo. Com.Geogr.Geol. de São Paulo. Bol. 22. 58 p.

WENK, E. - 1970 - Distribution of Al between coexisting micas in metamorphic rocks from the Central Alps. Contr. Mineral . and Petrol. Vol.26. pp. 50-61.

WERNICK, E. - 1967 - A geologia na região de Amparo (leste do Estado de São Paulo). UNESP - Rio Claro. Tese de Doutoramento: 235 pp.

WERNICK, E. - 1972a - Sobre a ocorrência de rochas calco-silicáticas nas proximidades de Duas Pontas, Município de Arcadas, leste do Estado de São Paulo. Ciênc. e Cult., Vol.24 nº 4. pp. 358-367.

WERNICK, E. - 1972b - Granitos pórfiros dos arredores de Serra Negra, Valinhos e Amparo e suas relações com o Maciço de Morungaba, leste do Estado de São Paulo. Rev. Bras.Geoc.Vol.2, nº 2. pp. 129-138.

WERNICK, E. - 1972c - A geologia do maciço granítico de Morungaba, leste do Estado de São Paulo. Escola de Engenharia de São Carlos. Bol.Geol. Vol.16. pp. 110.

WERNICK, E. - 1977 - (Coordenador) "Projeto Ouro Fino", Relatório final. Convênio D.N.P.M./F.F.C.L.R.C. - Geologia. 97 pp.

WERNICK, E. - 1978a - Contribuição à estratigrafia do Pré- Cam-

briano do leste do Estado de São Paulo e áreas vizinhas.Rev. Bras.Geoc., Vol.8, nº 3. pp. 206-216.

WERNICK, E. - 1978b - Contribuição à geologia do Maciço de Guaxupé, SP e MG. An.Acad.Bras.Ciênc.Vol. 50, nº 3. pp. 337-352.

WERNICK, E. e ARTUR, A.C. - 1974 - Petrofabric de migmatitos dos arredores de Amparo, SP. Rev. Bras.Geoc., Vol.4, nº 1. pp.27 39.

WERNICK, E. e FERNANDES, N.A. - 1972 - Triclinicidade de feldspatos potássicos de rochas graníticas do maciço de Morungaba , SP. An. XXVI Congr.Bras.Geol., Belém. Vol.1. pp. 51-56.

WERNICK, E. e FIORI, A.P. - 1979 - Contribuição à geologia da borda Sul do Craton de São Francisco. (no prelo).

WERNICK, E. e GOMES, C.B. - 1977 - Geoquímica de maciços graníticos da região do Ribeira. Parte III: considerações petrológicas. An.Acad.Bras.Ciênc.Vol. 49, nº 1. pp. 157-169.

WERNICK, E. e PENALVA, F. - 1973 - As relações entre os Grupos Amparo e Itapira (SP). Soc.Bras.Geol. Núcleo da Bahia. Boletim Especial nº 1 (Resumo das comunicações do XXVIII Congr . Bras.Geol.). pp. 116-117.

WERNICK, E. e PENALVA, F. - 1974a - Migmatização e feldspatização de charnockitos e granulitos no leste paulista e sul de Minas Gerais. Anais do XXVIII Congr.Bras.Geol., Porto Alegre. Vol.5. pp. 155-160.

WERNICK, E. e PENALVA, F. - 1974b - Depósitos molassóides da Formação Eleutério, SP - MG. Soc.Bras.Geol. Núcleo Rio Grande do Sul. Boletim especial nº 1. (Resumo das Comunicações do XXVIII Congr.Bras.Geol.). pp. 723-726.

WERNICK, E. e PENALVA, F. - 1978 - Contribuição ao conhecimento das rochas granitóides do sul do Brasil. Rev.Bras.Geoc.,Vol. 8, nº 2. pp. 113-133.

WERNICK, E. e PENALVA, F. - 1980 - O Grupo Pinhal na Região Nordeste do Estado de São Paulo e Áreas Vizinhas do Estado de Minas Gerais. Bol. IGUSP., Vol. 11. pp.1-20.

WERNICK, E.; FERNANDES, N.A. e ALMEIDA Jr, N.F. - 1976a - Gonditos de Socorro e Itapira, SP. Min. Metal., Vol. 39 (372):16-21 pp.

WERNICK, E.; PANTOJA, J.L. e NICOLA, J.P. - 1976c - Megacristais do maciço granítico de Socorro (SP e MG). Soc.Bras.Geol. Núcleo de Minas Gerais. Boletim Especial nº 1. (Resumo das Comunicações do XXIX Congr.Bras.Geol.). pp. 329.

WERNICK, E.; FIORI, A.P.; BITTENCOURT, J.S. e CHOUDHURI, A. - 1979 - A tectônica rígida do fim do Ciclo Brasiliano e sua implicação na estruturação da borda S e SW do Craton do São Francisco: Tentativa de um modelo preliminar. (no prelo).

WERNICK, E.; OLIVEIRA, M.A.F.de; KAWASHITA, H.; CORDANI, U.G. e DELHAL, J. - 1976b - Estudo geocronológico pelo método Rb-Sr em rochas do Bloco Jundiaí e regiões adjacentes.Rev.Bras. Geoc., Vol.6, nº 1. pp. 125-135.

WILLIAMS, H.; TURNER, F.J. e GILBERT, C.M. - 1970 - Petrografia. EDUSP-Ed.Polígono, São Paulo. 445p.

WINKLER, H.G.F. - 1976 - Petrogenesis of metamorphic rocks.Springer Verlag. 4th ediction, 334 p.

WINTERS, A.A.M. e EBERT, H. - 1978 - O maciço sienítico de Pedra Branca, Município de Caldas (MG). An. XXX Congr.Bras. Geol. Recife. Vol.3, pp. 1364-1370.

APÊNDICE 1 - DADOS ANALÍTICOS Rb-Sr (ANÁLISES EM ROCHA TOTAL)

Nº Labor.	Nº Campo	Rocha	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Sr^{87}/Sr^{86}*	Rb^{87}/Sr^{86}	R.I.**	Idade Conv. m.a.
3085	14B	Biot.Gn.Porfirobl.	157,7	139,9	0,825	3,30	0,703	2545 ± 88
2676	14C	Biot.Gn.Porfirobl.	138,5	192,3	0,766	2,10	0,703	2085 ± 94
3148	14D	Biot.Gn.Porfirobl.	127,0	274,1	0,744	1,35	0,703	2117 ± 127
2677	14E	Biot.Gn.Porfirobl.	123,2	284,5	0,739	1,26	0,703	1973 ± 150
3086	14F	Biot.Gn.Porfirobl.	110,6	281,0	0,737	1,14	0,703	2086 ± 139
3087	14H	Biot.Gn.Porfirobl.	109,9	188,0	0,752	1,70	0,703	1988 ± 103
3413	14J-1	Biot.Gn.Porfirobl.	125,9	268,1	0,745	1,36	0,703	2130 ± 120
3414	14L	Biot.Gn.Porfirobl.	182,5	173,4	0,796	3,07	0,703	2100 ± 81
2906	14M	Gnaisse Granítico	182,1	56,4	1,006	9,63	0,703	2181 ± 64
2905	14Q	Gnaisse Granítico	174,2	84,7	0,893	6,07	0,703	2174 ± 67
3496	14S	Gnaisse Granítico	201,6	34,4	1,249	17,88	0,703	2116 ± 61
3149	43	Anfibolito	14,3	186,3	0,707	0,22	0,703	
2839	18D	Biot.Hornb.Gnaisse	85,3	304,4	0,733	0,81	0,711	1882 ± 196
3088	18E	Biot.Hornb.Gnaisse	106,7	184,6	0,752	1,68	0,711	1703 ± 104
2681	18F	Biot.Hornb.Gnaisse	60,5	288,8	0,728	0,61	0,711	1970 ± 239
3089	18G	Biot.Hornb.Gnaisse	108,1	204,4	0,753	1,54	0,711	1903 ± 112
2887	18J	Biot.Hornb.Gnaisse	109,0	229,3	0,751	1,38	0,711	1986 ± 125
2381	19A	Biotita Gnaisse	111,8	556,5	0,725	0,58	0,7065	
2886	19B	Biotita Gnaisse	143,2	315,4	0,751	1,32	0,7065	2230 ± 133
2828	19C	Biotita Gnaisse	110,7	443,1	0,732	0,72	0,7065	2309 ± 210
3083	19E	Biotita Gnaisse	128,9	195,8	0,770	1,92	0,7065	2217 ± 99
3084	19G	Biotita Gnaisse	153,6	293,4	0,757	1,52	0,7065	2206 ± 118
2907	22A	Gnaisse Granítico	88,0	237,0	0,750	1,08	0,7275	
2908	22E	Gnaisse Granítico	130,6	193,4	0,769	1,96	0,7275	1411 ± 91
2909	22F	Gnaisse Granítico	127,1	193,9	0,766	1,90	0,7275	1380 ± 88
2890	58B	Migmatito	60,8	425,0	0,717	0,41	0,713	
3417	59A-1	Migmatito	205,1	122,0	0,757	4,89	0,713	629 ± 37
2892	59B	Migmatito	38,6	467,3	0,718	0,24	0,713	
2893	59C	Migmatito	66,8	408,2	0,716	0,47	0,713	
3415	59D	Migmatito	239,7	128,0	0,755	5,44	0,713	538 ± 32
3416	59E	Migmatito	33,2	543,0	0,713	0,18	0,713	
2891	59A	Migmatito	230,4	109,5	0,759	6,12	0,713	524 ± 32
3091	100F	Biotita Gnaisse	148,1	218,4	0,765	1,97	0,734	1102 ± 88
3090	100G	Biotita Gnaisse	152,5	166,8	0,777	2,66	0,734	1117 ± 64
2872	100H	Biotita Gnaisse	127,6	225,6	0,763	1,64	0,734	1210 ± 117
3412	100J	Biotita Gnaisse	144,8	159,0	0,778	2,65	0,734	1156 ± 64

Constantes utilizadas:

$\lambda_{Rb} = 1,42 \times 10^{-11}$ anos^{-1}

$Rb^{85}/Rb^{87} = 2,59$

* valores normalizados para $Sr^{86}/Sr^{88} = 0,1194$

** razão inicial

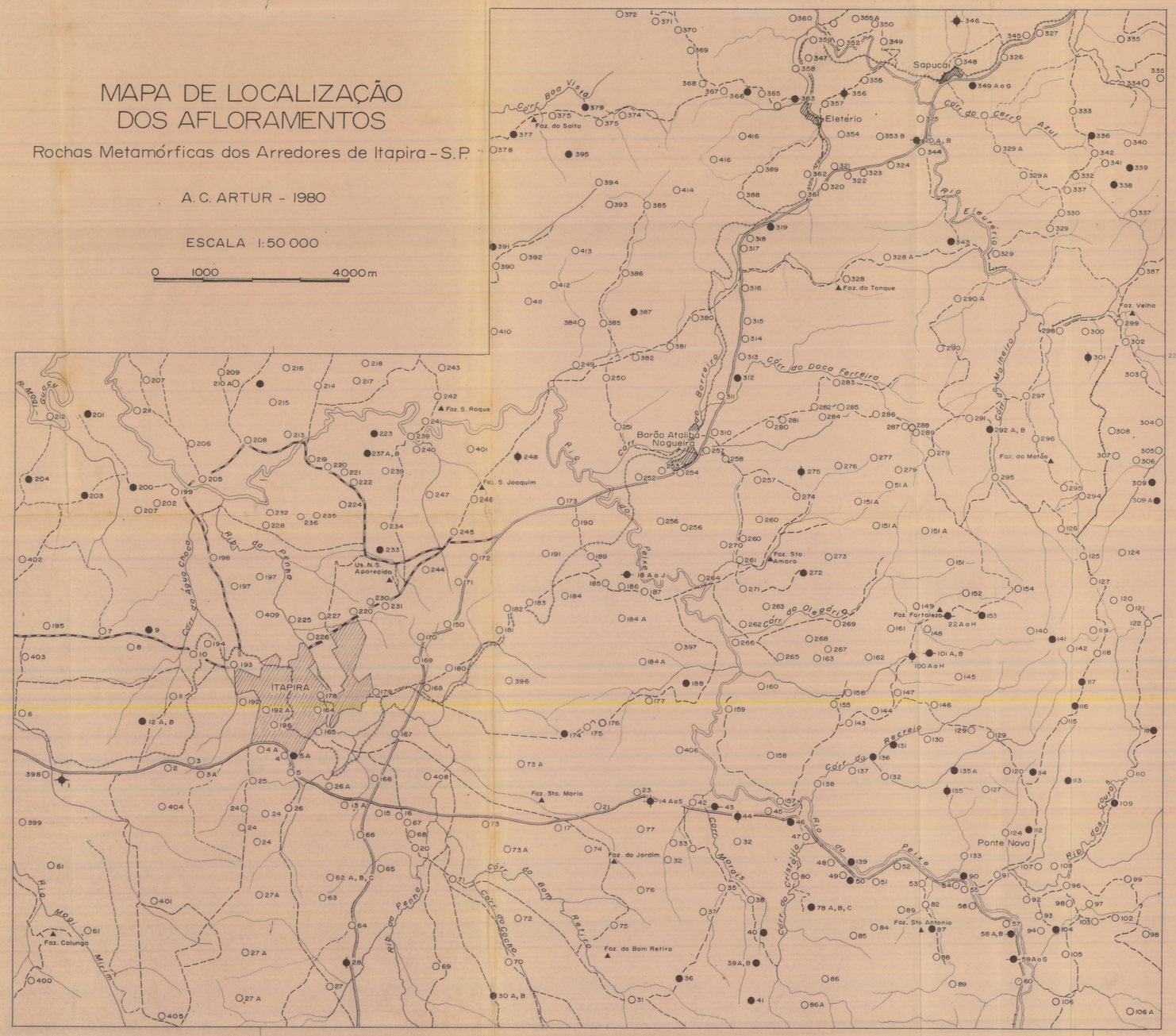
MAPA DE LOCALIZAÇÃO DOS AFLORAMENTOS

Rochas Metamórficas dos Arredores de Itapira - S.P.

A. C. ARTUR - 1980

ESCALA 1:50 000

0 1000 4000m



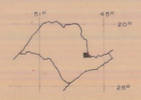
LEGENDA

- CIDADE - Vila - Povoado
- Hidrografia
- Estrada pavimentada
- Estrada s/ pavimentação | traf. periódico / traf. permanente
- Estrada de ferro
- Limite interestadual

LOCALIZAÇÃO DOS AFLORAMENTOS

- ○ 295 Afloramentos descritos
- ● 343 Afloramentos com amostras coletadas e laminadas
- ● 20 Afloramentos datados
- ● 301 Afloramentos com análise química quantitativa de muscovitas

N



LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

Des. ik /79

T 523

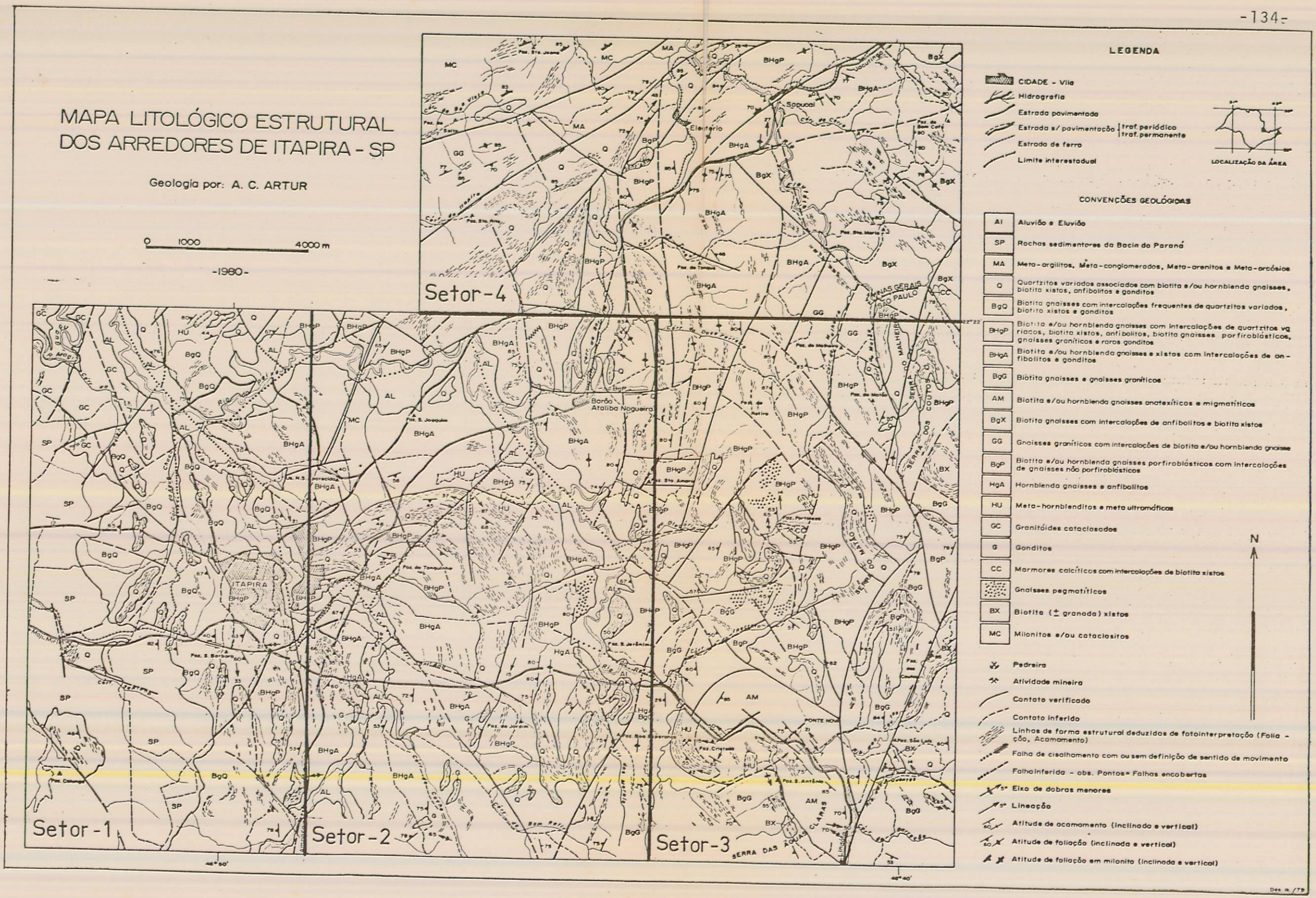


FIGURA 12 - DIVISÃO DA ÁREA MAPEADA "EM SETORES", PARA FINS DE CARACTERIZAÇÃO DE ELEMENTOS ESTRUTURAIS (—— LIMITE ENTRE SETORES)