UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

T-24-2

O GRUPO ANDRELÂNDIA NA REGIÃO A NORTE DE OURO FINO, MG.

Antonio Carlos B.C. Vasconcellos

Orientador: Prof. Dr. Mario C.H. Figueiredo

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

São Paulo
1988

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Instituto de Geociências
BIBLIOTECA
T324 e.3
U. S. P.

O GRUPO ANDRELÂNDIA NA REGIÃO A NORTE DE OURO FINO, MG.

Antonio Carlos B. C. Vasconcellos

Orientador: Prof. Dr. Mario C.H. Figueiredo

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO EXAMINADORA

	nome	ass.
Presidente:	Dr. M.C.H.de Figueiredo	
Examinadores:	Dr. R.A.J.Trouw	
	Dr. B.B. de B.Neves	

São Paulo
1988

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005874

Instituto de Geociências
BIBLIOTECA
T324 e.3
U. S. P.

O GRUPO ANDRELÂNDIA NA REGIÃO A NORTE DE OURO FINO, MG.

ANTONIO CARLOS B.C. VASCONCELLOS

Orientador: Prof.Dr. Mario C.H. Figueiredo

Dissertação de Mestrado

Programa de Pós-Graduação em

Geoquímica e Geotectônica

São Paulo

1988

À

Sandra C. B. Sampaio

Vera B. de Vasconcellos

Francisco T.C. de Vasconcellos

ÍNDICE

RESUMO v
ABSTRACT viii
AGRADECIMENTOS x

CAPÍTULO 1. INTRODUÇÃO 1

1.1. APRESENTAÇÃO DO TEMA 1
1.2. LOCALIZAÇÃO E ACESSOS 2
1.3. METODOLOGIA 4

CAPÍTULO 2. EVOLUÇÃO DO CONHECIMENTO GEOLÓGICO DO SUDOESTE DO ESTADO DE MINAS GERAIS/LESTE DO ESTADO DE SÃO PAULO 9

2.1. ESTUDOS PIONEIROS 9
2.2. MAPEAMENTOS SISTEMÁTICOS 11
2.3. INTEGRAÇÕES REGIONAIS 26

CAPÍTULO 3. GEOLOGIA REGIONAL E LOCAL 36

3.1. COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA 36
3.1.1. Limites Tectono-estratigráficos 37
3.1.2. Borda de Retrabalhamento do Cráton do São Francisco 39
3.1.3. Faixa Alto do Rio Grande 41
3.1.4. Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé 42
3.2. PANORAMA LITOESTRUTURAL DA REGIÃO DE OURO FINO . . . 43
3.2.1. Grupos Andrelândia e Itapira 43
3.2.2. Ortognaisses Serra da Forquilha 45
3.2.3. Faixa Blastomilonítica Mostardas 46
3.2.4. Complexo Cristina e Charnoquito-gnaisses Serra da Glória 46
3.2.5. Complexo Piracaia e Socorro 49
3.2.6. Complexo Pinhal 51
3.2.7. Formação Pouso Alegre-Eleutério 52

CAPÍTULO 4. GRUPO ANDRELÂNDIA 53

4.1. LITOESTRATIGRAFIA 53
4.1.1. Seqüência Gnáissica Inferior 56
4.1.1.1. Unidade dos biotita gnaisses tonalíticos 56
4.1.2. Seqüência Xisto-quartzítica 58
4.1.2.1. Unidade dos quartzitos placosos 58
4.1.2.2. Unidade dos biotita xistos quartzo-feldspáticos. 61
4.1.3. Seqüência Gnáissica Intermediária 64
4.1.3.1. Unidade dos gnaisses bandados 65
4.1.4. Seqüência Gnáissico-quartzítica 67
4.1.4.1. Unidade dos biotita gnaisses quartzosos 68
4.1.4.2. Unidade dos hornblenda biotita gnaisses ocelares 69
4.1.4.3. Unidade dos muscovita-quartzo-biotita xistos . . 70
4.1.4.4. Unidade dos muscovita quartzitos 71
4.1.4.5. Unidade dos anfibolitos com gnaisses cálcio-silicáticos 72
4.2. CORRELAÇÃO LITOESTRATIGRÁFICA COM A REGIÃO DE ANDRELÂNDIA E ADJACENTES E POLARIDADE ESTRATIGRÁFICA . . 73

CAPÍTULO 5. GRANITO-GNAISSES TAGUAR 76

5.1. FORMA DE OCORRÊNCIA E RELAÇÕES DE CONTATO 76
5.2. DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA E PETROGRÁFICA 77
5.3. OUTRAS OCORRÊNCIAS E CONSIDERAÇÕES SOBRE O AMBIENTE DE COLOCAÇÃO 85

CAPÍTULO 6. DEFORMAÇÃO E METAMORFISMO 87

6.1. DOBRAMENTOS SIN-XISTOSOS 88
6.1.1. Primeira Fase de Dobramento (D_1) 88
6.1.1.1. Foliação S_1 89
6.1.1.2. Significado tectônico e orientação 89
6.1.1.3. Metamorfismo 91
6.1.2. Segunda Fase de Dobramento (D_2) 93
6.1.2.1. Foliação S_2 95
6.1.2.2. Estruturas lineares L_2 97
6.1.2.3. Dobras mesoscópicas D_2 99
6.1.2.4. Megaestruturas D_2 101

6.1.2.5. Orientação e vergência 104
6.1.2.6. Metamorfismo 108
6.2. DOBRAMENTOS TARDIOS SUPERPOSTOS 110
6.2.1. Terceira Fase de Dobramento (D_3) 112
6.2.1.1. Dobras mesoscópicas D_3 e foliação S_3 113
6.2.1.2. Orientação e relações geométricas com as fases anteriores 116
6.2.1.3. Metamorfismo 117
6.2.2. Quarta Fase de Dobramento (D_4) 118
6.2.2.1. Dobras mesoscópicas D_4 118
6.2.2.2. Orientação e relações geométricas com as fases anteriores 120
6.2.3. Quinta Fase de Dobramento (D_5) 121
6.2.4. Megaestruturas Tardias 122
6.3. ZONAS LINEARES DE CISALHAMENTO 124
6.3.1. Caracterização Estrutural e Metamórfica 125
6.3.2. Relações com as Fases de Dobramento 128
6.4. CORRELAÇÃO ESTRUTURAL E METAMÓRFICA COM OUTRAS ÁREAS DE OCORRÊNCIA DO GRUPO ANDRELÂNDIA 131

CAPÍTULO 7. CONTEXTO CRONOESTRATIGRÁFICO DO GRUPO ANDRELÂNDIA 136

7.1. GEOCRONOLOGIA DAS UNIDADES DO EMBASAMENTO DA FAIXA ALTO RIO GRANDE 136
7.2. GEOCRONOLOGIA DO GRUPO ANDRELÂNDIA E DOS GRANITO-GNAISSES TAGUAR 144

CAPÍTULO 8. ASPECTOS DA EVOLUÇÃO TECTÔNICA DO GRUPO ANDRELÂNDIA E CORRELATOS 151

8.1. CARACTERIZAÇÃO LITOESTRATIGRÁFICA E PALEOGEOGRÁFICA DOS GRUPOS ANDRELÂNDIA, SÃO JOÃO DEL REI E ITAPIRA . 151
8.1.1. Grupo Andrelândia 153
8.1.1.1. Litoestratigrafia 153
8.1.1.2. Paleogeografia 161
8.1.2. Grupo São João del Rei 165
8.1.2.1. Litoestratigrafia 165

8.1.2.2. Paleogeografia 166
8.1.3. Grupo Itapira 169
8.1.3.1. Litoestratigrafia 169
8.1.3.2. Paleogeografia 171
8.2. TECTÔNICAS SUPERPOSTAS DA FAIXA ALTO RIO GRANDE . . . 174
8.2.1. Período de Estabelecimento e Desenvolvimento Paleogeográfico 174
8.2.2. Períodos Tectônico e Tarditectônico 176
8.3. CONSIDERAÇÕES FINAIS 177

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 180

RESUMO

Na região a norte de Ouro Fino, extremo sudoeste do Estado de Minas Gerais, foi individualizada, ao longo de uma faixa de orientação aproximada EW e largura média de 6,5 km, uma seqüência meta-vulcano-sedimentar proterozóica. Litoestratigraficamente, caracteriza-se por um conjunto de 9 unidades que foram agrupadas, da base para o topo, em quatro seqüências principais: seqüência gnáissica inferior (unidade dos biotita gnaisses tonalíticos); seqüência xisto-quartzítica (unidades dos quartzitos placosos e biotita xistos quartzo-feldspáticos); seqüência gnáissica intermediária (unidade dos gnaisses bandados); e seqüência gnáissico-quartzítica (unidades dos biotita gnaisses quartzosos, hornblenda-biotita gnaisses ocelares, muscovita-quartzo-biotita xistos, muscovita quartzitos e anfibolitos com gnaisses cálcio-silicáticos). A equivalência e continuidade física dessa seqüência meta-vulcano-sedimentar com as unidades do Grupo Andrelândia (da região que lhe empresta o nome) puderam ser evidenciadas a partir da correlação do empilhamento litoestratigráfico e de levantamentos regionais de campo.

Uma unidade ortognáissica pré-tectônica intrusiva no Grupo Andrelândia se apresenta como corpos tabulares concordantes e, em geral, de grande extensão lateral. Informalmente denominada de granito-gnaisses Taguar, essa unidade é constituída por ferrohastingsita-piroxênio granitos, biotita-ferrohastingsita granitos e granodioritos e ferrohastingsita-biotita granitos, todos gnáissicos e portadores de magnetita.

As unidades do Grupo Andrelândia e os granito-gnaisses Taguar registram uma história deformacional com 5 fases superpostas de dobramentos. A primeira fase (D_1) tem como registro principal uma foliação tectônica S_1 preservada de modo reliquiar; dobras referentes a esta fase, não foram encontradas, e sua orientação e vergência tectônica são desconhecidas. A organização estru

tural do Grupo Andrelândia está controlada por uma articulação de nappes de dobramento atribuíveis à segunda fase (D_2), que tem seus elementos lineares orientados preferencialmente segundo N55E-S55W, indicando um sentido de transporte tectônico aproximado de N35W. Essas duas primeiras fases desenvolveram-se sob condições metamórficas da facies anfibolito médio (primeira isógrada da sillimanita). Sinformas e antiformas normais, abertas e apertadas, desenhadas pela foliação principal das unidades do Grupo Andrelândia e pelos seus contatos correspondem às fases de dobramentos tardios superpostos D_3, D_4 e D_5, que são orientados, respectivamente, segundo NE/SW, WNW-ESE e NNE-SSW. A fase D_3 do Grupo Andrelândia corresponde à fase D_1 dos meta-sedimentos da Formação Eleutério-Pouso Alegre e se desenvolveu sob condições da facies xisto verde. Zonas lineares de cisalhamento tiveram um desenvolvimento penecontemporâneo a parte das fases de dobramento.

A partir da análise litoestratigráfica regional do Grupo Andrelândia e correlatos são caracterizadas, na Faixa Alto Rio Grande, três zonas isópicas principais, alongadas segundo a direção média ENE e denominadas, das porções externas para as internas da Faixa, de Grupo São João del Rei, Grupo Andrelândia e Grupo Itapira. Em cada uma destas zonas são descritos diversos estágios evolutivos (de "rift" a plataformal e a vulcânico "flysch") parte admitindo referência paleogeográfica no paleocontinente "São Francisco", parte nas porções internas da Faixa. Ao lado das diferenças individuais entre seus estágios equivalentes, reconhece-se um diacronismo no estabelecimento e desenvolvimento das três zonas isópicas.

Os dados geocronológicos disponíveis para as unidades do Grupo Andrelândia, seu embasamento e os granito-gnaisses Taguar permitem posicionar a Faixa Alto Rio Grande no Proterozóico Médio. Para o período de estabelecimento e desenvolvimento paleogeográfico reconhece-se como limites inferior e superior, respectivamente, os intervalos de 1.900 - 1.800 m.a. e 1.500 - 1.400 m.a. O primeiro evento tectônico, responsável pelo desenvolvimento da foliação S_1 e de prováveis inversões paleogeográficas, deve ter ocorrido em torno de 1.400 m.a. Para o segundo evento tectônico,

responsável pela organização estrutural principal da Faixa Alto Rio Grande e pelo "underthrusting" da mesma sob os terrenos da Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé, os dados existentes não são conclusivos, ora sugerindo idades entre 1.200 e 1.000 m.a., ora entre 850 e 800 m.a. Como limite superior seguro para os eventos tardi-tectônicos é reconhecido o intervalo de 500 - 550 m.a.

ABSTRACT

In the Ouro Fino region, southwestern Minas Gerais state, a Proterozoic metavolcanosedimentary sequence was individualized along a belt of approximately EW orientation and with average width of about 6.5 km. Lithostratigraphically it is characterized by 9 units which were grouped, from base to top, into four main sequences: lower gneissic sequence (tonalitic biotite gneisses unit); schist-quartzitic sequence (platy quartzites and quartzofeldspathic biotite schists unit); intermediate gneissic sequence (banded gneisses unit); and gneissic-quartzitic sequence (quartz-rich biotite gneisses, hornblende-biotite augen gneisses, muscovite-quartz-biotite schists; muscovite quartzites and amphibolites with calc-silicatic gneisses units). Based on the lithostratigraphic correlation and regional field work, the equivalence and physical continuity of this metavolcanosedimentary sequence with the Andrelândia Group (from the homonymous region) can be established.

A pre-Tectonic orthogneissic unit, intrusive into the Andrelândia Group, occurs as tabular, concordant bodies and generally with large lateral extension. This unit, informally named as Taguar granite-gneisses, consists of ferrohastingsite-pyroxene granites, biotite-ferrohastingsite granite-granodiorites, and ferrohastingsite-biotite granites, all of them gneissic and magnetite-bearing.

The Andrelândia Group sequences and the Taguar granite-gneisses were deformed by 5 superposed folding phases. The first phase (D_1) has a reliquiar S_1 tectonic foliation preserved, but folding related to this phase has not been found and its orientation and tectonic vergence are unknown. The structural organization of the Andrelândia Group is controlled by folding nappes attributed to the second phase (D_2), with N55E-S55W oriented linear elements indicating a tectonic transport towards about N35W. These two phases were developed

under middle-amphibolite facies conditions (first isograd of sillimanite). Normal synforms and antiforms, open to tight, showed by the main foliation of the Andrelândia Group units and by their contacts, correspond to the superposed late D_3, D_4 and D_5 phases, which are oriented NE-SW, WNW-ESE and NNE-SSW, respectively. The D_3 phase of the Andrelândia Group corresponds to the D_1 phase of the Eleutério-Pouso Alegre Formation metasediments and was developed under greenschist facies conditions. Linear shear zones had a coeval development to some of these folding phases.

Three main isopic zones, elongated along an ENE direction, are characterized in the Alto Rio Grande Belt, based on the regional lithostratigraphic analyses of the Andrelândia Group and correlates. These zones are named, from the external to the internal portions of the belt, as São João del Rei, Andrelândia, and Itapira groups. Each of these zones have several evolutionary stages (from rifting to platformal sedimentation to flysch-volcanic stage), some of them with paleogeographic reference to the "São Francisco" paleocontinent while others to internal portions of the belt. Besides individual differences between equivalent stages, a diachronism in the establishment and development of the three isopic zones is recognized.

The existing geochronological data for the Andrelândia Group units, their basement and the Taguar granite-gneisses suggest that the Alto Rio Grande Belt is of Middle-Proterozoic age. The lower and upper limits for the paleogeographic establishment and development, are considered the 1,900 - 1,800 Ma and 1,500 - 1,400 Ma intervals, respectively. The first tectonic event, responsible for the S_1 foliation and probable paleogeographic inversions, should have occurred at about 1,400 Ma ago. For the second tectonic event, responsible for the main structural organization of the Alto Rio Grande Belt and its underthrusting beneath the terrains of the Socorro-Guaxupé Thrust Nappe, the available data is inconclusive suggesting either 1,200 - 1,000 Ma or 850 - 800 Ma age intervals. The late-tectonic events have a well defined 550 - 500 Ma interval upper limit.

AGRADECIMENTOS

A realização do presente trabalho foi possível graças à colaboração de diversas pessoas e instituições.

Ao Prof. Dr. Mario Cesar Heredia Figueiredo quero agradecer pela dedicada orientação, contribuindo com discussões, sugestões e críticas, e pelo apoio em todas as atividades, seja de pesquisa, seja referentes à vida acadêmica.

Agradecimentos especiais são também dedicados ao Prof. Dr. Mario da Costa Campos Neto com quem tenho trabalhado desde os tempos de aluno de graduação e inclusive no presente estudo, e a quem devo muito da minha formação e atuação em pesquisas de geologia estrutural, litoestratigrafia e geotectônica.

Ao Prof. Valdecir de Assis Janasi que me acompanhou em parte dos trabalhos de campo, discutiu vários aspectos da geologia local e regional, e fez criteriosa leitura de toda a dissertação, quero igualmente externar meus agradecimentos.

Gostaria também de agradecer aos alunos de Pós-Graduação, Amélia João Fernandes, Mônica Mazzini Perrotta, João Paulo Buzolin Cabral de Vasconcellos e Sílvio Luis de Oliveira e aos Profs. Dr. Miguel Angelo Sttip Basei, Magda Bergmann e Silvio Roberto Farias Vlach que, direta ou indiretamente, contribuiram para a obtenção e discussão dos resultados do presente estudo.

Agradecimentos são ainda dirigidos ao Prof. Dr. João Batista Moreschi pela obtenção e auxílio na descrição de seções polidas; a Melany T. Isauk, Claudio Hopp e Valdir J. Isaias pela confecção das lâminas petrográfias; a Araíde Sanches pelos serviços de datilografia; a Maria T. Rodrigues pelo auxílio na confecção dos mapas e figuras; à equipe gráfica do IG-USP, chefiada por Jayme A. da Silva, pela preparação das capas e montagem da disser

tação.

Apoio financeiro para o autor foi concedido como bolsa de mestrado pela FAPESP (Proc. nº 83/2139-9) e pela CAPES. Para os trabalhos de campo foi obtido auxílio de pesquisa junto ao CNPq (Proc. nº 83/401443) e à FAPESP (Proc. nº 84/2864-8).

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1. APRESENTAÇÃO DO TEMA

Nas primeiras sínteses regionais sobre os terrenos pré-cambrianos do extremo sudoeste do Estado de Minas Gerais e leste do Estado de São Paulo, Ebert (1967, 1968) admitiu a continuidade dos meta-sedimentos do Grupo Andrelândia ao longo de um corredor entre São Gonçalo do Sapucaí e Amparo, e distinguiu duas faixas dessas rochas separando-as de uma unidade mais antiga (Grupo Amparo), considerada equivalente ao Complexo Barbacena. Os metassedimentos, reconhecidos adicionalmente em mais duas faixas, foram posteriormente agrupados sob a denominação de Grupo Itapira por Ebert (1971, 1984a), pois segundo este autor eles não estariam em continuidade física com aqueles da área tipo do Grupo Andrelândia.

Durante os anos subseqüentes, a distinção entre os Grupos Amparo e Itapira foi objeto de intensas discussões, tendo diversos autores (e.g.: Wernick e Penalva, 1973a; Soares, 1976; Wernick, 1977, 1978a; Bettencourt, 1978; Fiori et al., 1978) os considerado como uma única unidade litoestratigráfica (Complexo Amparo). A partir do início dos anos 80, no entanto, a individualização destas duas unidades foi reafirmada com base em mapeamentos de semi-detalhe e estudos geocronológicos e estruturais por diversos autores (e.g.: Artur, 1980; Grossi Sad e Barbosa, 1983, Campanha et al., 1983a, b; Campos Neto e Basei, 1983; Campos Neto et al., 1984a e b; Basei et al., 1986).

Por outro lado, o caráter alóctone dos terrenos granulito-granito-migmatíticos do Complexo Socorro, como originalmen

te descrito por Ebert (1968), foi caracterizado, na região a norte de Bragança Paulista, por Campos Neto e Basei (1983) e Campos Neto et al. (1984a). Segundo estes autores aqueles terrenos foram engajados em uma nappe de cavalgamento (Nappe Socorro), responsável pelo desenvolvimento de espessa faixa blastomilonítica sobre as unidades dos Grupos Itapira e Amparo (Faixa Mostardas).

Uma área de aproximadamente 710 km^2, localizada na região de Ouro Fino e perpendicular ao corredor São Gonçalo do Sapucaí-Amparo, foi inicialmente selecionada para estudos litoestruturais com objetivo de se obter uma sólida base para analisar a provável correlação litoestratigráfica dos metassedimentos que ocorrem neste corredor com o Grupo Andrelândia da área tipo, bem como para caracterizar a evolução tectono-metamórfica da continuidade do cavalgamento dos terrenos granulito-granito-migmatíticos sobre os metassedimentos, em direção ao sudoeste do Estado de Minas Gerais. Para tanto foi realizado um mapeamento de semi-detalhe (na escala 1:50.000), aliado a estudos detalhados de análise estrutural, metamorfismo, micro-tectônica e litoestratigrafia das unidades reconhecidas.

Com a conclusão dos trabalhos de campo e laboratório verificou-se que, em vista do elevado volume de dados obtidos, a análise detalhada da geologia de toda a área estudada se tornaria por demais extensa, fugindo portanto dos objetivos de uma dissertação de mestrado. Neste sentido, optou-se por restringir o presente estudo à caracterização do Grupo Andrelândia na região a norte de Ouro Fino e à análise da evolução deste Grupo e seus correlatos a nível regional.

1.2. LOCALIZAÇÃO E ACESSOS

A área de mapeamento analisada no presente estudo, com aproximadamente 200 km^2, situa-se no extremo sudoeste do Estado de Minas Gerais, a uma distância média de 18 km da divisa com o Estado de São Paulo (Fig. 1.1). Tem como limites geográficos os

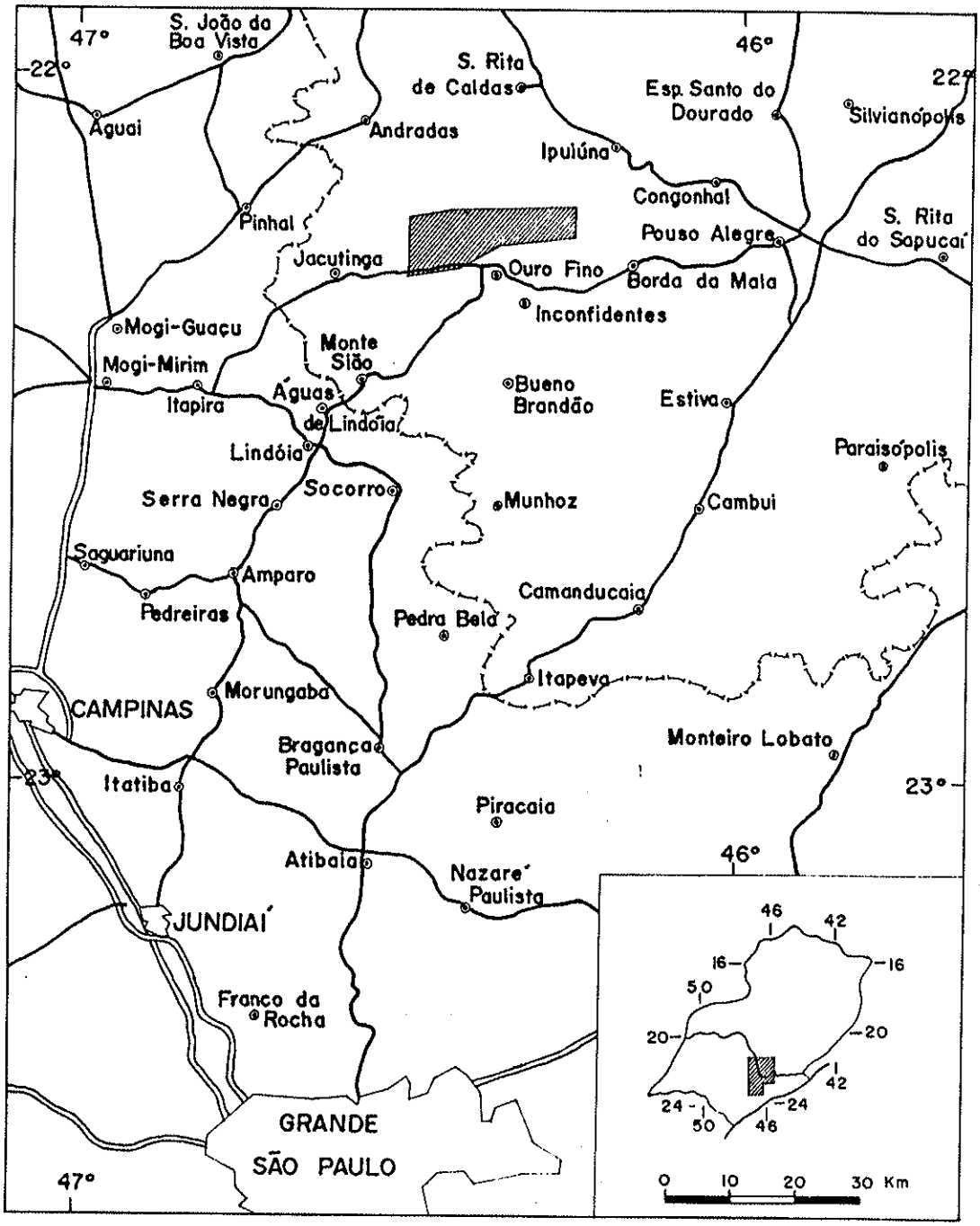


Figura 1.1. Mapa de localização e acessos da região de Ouro Fino. Em hachurado é representada a área de mapeamento analisada no presente trabalho.

meridianos 46°15' e 46°30' Oeste e está compreendida entre os paralelos 22°10'37" e 22°16'59" Sul. Abrange o extremo noroeste e a porção meridional, respectivamente, das Folhas Topográficas de Ouro Fino (SF-23-Y-B-I-3) e de Santa Rita de Caldas (SF-23-Y-B-I-1), da Carta do Brasil na escala 1:50.000, editados pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE-1972). Nela situam-se os Distritos de Crisólia e São José do Mato Dentro, ambos pertencentes ao município de Ouro Fino.

A partir da cidade de São Paulo, da qual dista aproximadamente 220 km, a área é acessível por estradas de rodagem através de dois itinerários principais: seguindo-se em direção a Bragança Paulista (Rodovia Fernão Dias) e daí para Socorro (SP-008), Lindóia (SP-147) e Ouro Fino (SP-360 e MG-167), ou seguindo-se em direção a Campinas (Rodovias Anhangüera ou dos Bandeirantes), e então, Mogi-Mirim (SP-340), Itapira (SP-147) e Ouro Fino (SP-352 e MG-162). Na área de trabalho dispõe-se de densa malha viária constituída por estradas estaduais não asfaltadas, estradas municipais e grande número de estradas vicinais e caminhos.

1.3. METODOLOGIA

Na fase inicial dos trabalhos, após uma familiarização com a bibliografia local e regional, foi realizado um perfil geológico de detalhe transversal às estruturas regionais objetivando o reconhecimento e caracterização dos conjuntos litoestratigráficos maiores e dos principais limites estruturais presentes na região de Ouro Fino. Numa etapa seguinte foram desenvolvidos os trabalhos de mapeamento sistemático, concomitantemente, aos estudos petrográficos e à análise litoestratigráfica das unidades reconhecidas. Com a conclusão dos trabalhos de campo e a elaboração do mapa geológico final tiveram início o tratamento estereográfico dos dados estruturais e a elaboração dos perfis geológicos. Numa última etapa foram analisados os dados geocronológicos disponíveis para a região e as colunas litoestratigráficas dos Grupos Andrelândia, São João del Rei e Itapira.

1.3.1. Mapeamento Sistemático

O mapeamento sistemático de semi-detalhe e detalhe de terrenos metamórficos tem como ponto de partida a identificação e caracterização das diferentes unidades litológicas e o estabelecimento das relações espaciais, estruturais e metamórficas entre as mesmas. Como essas unidades litológicas nem sempre são passíveis de representação em mapa, seja pela escala adotada, seja pela ausência de afloramentos contínuos, é necessário agrupá-las segundo unidades de mapeamento. Para tanto, destacam-se os litotipos dominantes e aqueles presentes como intercalações, as suas relações espaciais, seja a nível de afloramento, seja a nível de perfis contínuos, as suas posições no empilhamento litoestratigráfico e, na medida do possível, a natureza primária pré-metamórfica das unidades.

Os trabalhos de mapeamento da região de Ouro Fino, abrangendo um total aproximado de 120 dias de campo, foram iniciados em meados de 1984 e se desenvolveram em três etapas principais, envolvendo atividades de campo e laboratório. A primeira etapa compreendeu uma jornada de campo durante a qual foi realizado um conjunto de perfis contínuos, paralelos e cortando a área toda, visando a individualização e descrição das principais unidades de mapeamento, bem como o estabelecimento de suas relações litoestratigráficas através dos perfis de acompanhamento; adicionalmente foram realizados trabalhos petrográficos e de fotointerpretação, e foi elaborado um mapa geológico preliminar. Numa segunda etapa se procurou, a partir da realização de perfis pouco extensos e próximos, caracterizar em detalhe as unidades de mapeamento anteriormente definidas, identificando suas variações laterais e verticais ou subdividindo-as quando possível; após cada uma das jornadas de campo então realizadas, foram selecionadas novas amostras para estudos petrográficos e realizados trabalhos de fotointerpretação, aprimorando o mapa geológico preliminar. Durante a última etapa foram realizadas jornadas de campo para checar alguns contatos e coletar dados estruturais adicionais, e foi confeccionado o mapa geológico final, a partir das conclusões dos

trabalhos de fotointerpretação.

Nos trabalhos de campo e fotointerpretação foram utilizadas as fotografias aéreas da Divisão de Fotointerpretação do IBC-GERCA, em escala aproximada 1:25.000, do ano de 1979. As bases topográficas utilizadas como auxílio nos trabalhos de campo e para confecção do mapa geológico foram as Cartas Topográficas de Ouro Fino, Santa Rita de Caldas, Águas de Lindóia, Pinhal, Borda da Mata e Ipuiúna (edição de 1971, do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE), na escala 1:50.000.

1.3.2. Estudos Petrográficos

Foram analisadas 61 lâminas petrográficas do Grupo Andrelândia e dos granito-gnaisses Taguar, e por volta de mais 230 lâminas petrográficas das outras unidades reconhecidas na região de Ouro Fino. As análises foram feitas em microscópios petrográficos de luz transmitida de marca Leitz, e tiveram por objetivo principal a caracterização da mineralogia, textura e relações entre os minerais e as estruturas.

Cinco seções polidas (duas de unidades do Grupo Andrelândia e três de unidades do Grupo Itapira) foram examinadas ao microscópio de luz refletida de marca Zeiss para caracterização dos minerais opacos. Em todas as lâminas petrográficas foi feita a distinção entre óxidos e sulfetos no microscópio de luz transmitida com auxílio de uma luminária.

Em 22 amostras dos granito-gnaisses Taguar e em cerca de 15 amostras do Grupo Andrelândia foram realizadas análises modais com o auxílio de um **vernier** e um contador de pontos. O espaçamento da malha de pontos foi definido em função da granulação da rocha e o número total de pontos contados, normalmente de 700 a 1000, foi determinado pela estabilização das variações em menos de 1%.

1.3.3. Análise Estrutural

A primeira fase dos trabalhos de análise estrutural da região, desenvolvidos no campo, consistiu do reconhecimento e caracterização das estruturas mesoscópicas das diferentes fases, bem como da hierarquização destas fases com base nos critérios de superposição (descritos, por exemplo, por Ramsay - 1960, 1967 -, Turner e Weiss - 1963 -, Whitten - 1966 -, Hobbs et al. - 1976). Paralelamente foram analisadas, em lâminas petrográficas, as microestruturas, as foliações e as relações destas com os minerais metamórficos índices.

Após a elaboração do mapa geológico final foram identificadas as principais megaestruturas sin-xistosas e tardias, e definidos os domínios homogêneos para a direção da foliação principal (como descrito por Turner e Weiss, 1963). A seguir foram analisados em estereograma os elementos estruturais planares e lineares das diferentes fases de deformação. Diagramas de igual área **Schmidt-Lambert** foram utilizados para projeção dos polos de planos e estruturas lineares e, para o tratamento estatístico dos mesmos, foram empregados os diagramas de contagem **LAMPRO 203** e **LAMPRO 212** (Braun, 1969).

1.3.4. Análise Litoestratigráfica

O empilhamento litoestratigráfico das unidades reconhecidas segundo a foliação principal foi estabelecido, no campo, com base em suas relações espaciais evidenciadas nos perfis de acompanhamento. Por outro lado, as colunas litoestratigráficas foram elaboradas analisando-se o empilhamento definido no campo à luz das megaestruturas sin-xistosas reconhecidas no mapa e nos perfis geológicos.

Em vista da dificuldade de se definir o real signi-

ficado tectônico de uma xistosidade S_1 presente nas unidades estudadas, a polaridade estratigráfica, para as colunas litoestratigráficas obtidas na área, foi determinada correlacionando-a com aquelas descritas para a mesma unidade litoestratigráfica em regiões onde se tem registros seguros de topo e base (e.g.: relações diretas com o embasamento).

CAPÍTULO 2

EVOLUÇÃO DO CONHECIMENTO GEOLÓGICO DO SUDOESTE DO ESTADO DE MINAS GERAIS/LESTE DO ESTADO DE SÃO PAULO

2.1. ESTUDOS PIONEIROS

Algumas áreas do pré-Cambriano do sudoeste do Estado de Minas Gerais, em vista de suas conhecidas ocorrências minerais (representadas principalmente por ouro, manganês, cassiterita e calcáreo), foram objeto de estudos já em meados da década de 20.

No estudo sobre as características químicas de diferentes ocorrências de calcáreos, realizado por Oliveira (1925), os calcáreos de Carandaí foram considerados como "paleozóicos de posição geológica incerta", enquanto que os de Lavras e Macaia foram incluídos na "Série Bambuí".

Nas Cartas Geológicas das Folhas de Barbacena e São João del Rei na escala 1:100.000, elaboradas, respectivamente,por Bastos e Ericksen (1927) e Ericksen (1929), os "hydromicaschistos e calcáreos" da região de Carandaí e Barroso foram considerados de idade Algonquiana (Série Minas), ao passo que os "quartzitos e arenitos conglomeráticos" de Tiradentes e da Serra do Lenheiro foram admitidos como de idade Cambriana (Série Lavras). Os "quartzitos, itabiritos e hydromicaschistos" da Serra do Bom Sucesso não foram posicionados na coluna estratigráfica.

Guimarães e Barbosa (1934) assinalaram, no Mapa

Geológico do Estado de Minas Gerais na escala 1:1.000.000, diversas ocorrências de rochas meta-sedimentares na região de São João del Rei - Lavras e admitiram-nas como pertencentes à Série Minas.

As rochas meta-sedimentares que ocorrem desde a sul de Lavras até as proximidades de Aiuruoca foram detalhadamente descritas por Lisboa (1937), e consideradas de idade Algonquiana por Lamego (1938), no mapa geológico da região de Itatiaia.

Leonardos (1940), na descrição de tilitos metamórficos da região de Carandaí, reconheceu que não havia provas de que a Formação Tiradentes fosse mais recente que a Formação Carandaí-Barroso, e demonstrou existir uma discordância destas unidades com o arqueano adjacente, como anteriormente sugerido nos perfis elaborados por A.I. Ericksen para a Carta Geológica da Folha de São João del Rei, mas que só foram publicados posteriormente por Souza (1943).

No Estado de São Paulo, o contato entre o embasamento cristalino (Pd - Pré-Devoniano ou "Rochas Metamorphicas Paleozóicas") e as coberturas sedimentares da Bacia do Paraná foi traçado, já com bastante precisão, por Florence e Pacheco (1929) na primeira Carta Geológica do Estado de São Paulo na escala 1:2.000.000 (apresentada como anexo em Washburne, 1930).

Até meados da década de 60, contudo, os dados sobre os terrenos pré-cambrianos do leste do Estado de São Paulo limitaram-se a breves citações em trabalhos geomorfológicos (Moraes Rego, 1932; Martone, 1943), ou sobre a geologia de outras áreas (Moraes Rego, 1933, 1937-1941). Nestes trabalhos, bem como nos Mapas Geológicos do Estado de São Paulo na escala 1:1.000.000 (organizados pelo Instituto Geográfico e Geológico em 1947 e 1963), foram assinaladas, no leste do Estado de São Paulo, ocorrências de rochas atribuíveis à Série (Grupo) São Roque ao lado das rochas graníticas e gnáissicas consideradas do Arqueano ou Pré-Cambriano Inferior. Uma breve descrição das rochas meta-sedimentares que ocorrem entre Itapira e Jundiaí foi apresentada por

Almeida (1964).

2.2. MAPEAMENTOS SISTEMÁTICOS

Os estudos sistemáticos realizados por H. Ebert no sudoeste do Estado de Minas Gerais foram iniciados, em 1951, com os trabalhos de mapeamento, na escala 1:100.000, da Folha de Barbacena (Ebert, 1952). Nos anos seguintes, a área de estudos foi extendida até os arredores de Juiz de Fora, e a ênfase dos trabalhos foi o limite dos meta-sedimentos, tidos como algonquianos, com as Séries Barbacena e Mantiqueira (Ebert, 1953, 1954, 1955a).

Os primeiros resultados dessas pesquisas, sintetizados por H. Ebert em uma conferência proferida no Núcleo do Rio de Janeiro da Sociedade Brasileira de Geologia (Ebert, 1955b), confirmaram a existência de uma discordância entre os meta-sedimentos da região de São João del Rei e o arqueano adjacente, como anteriormente reconhecido por Ericksen (1929) e Leonardos (1940). Na seqüência meta-sedimentar foram caracterizados, da base para o topo, quatro grupos litológicos: quartzitos Tiradentes, filito inferior, grupo Carandaí-Barroso, e filito superior. Na região de Juiz de Fora, Ebert (op. cit.) admitiu também existir uma discordância entre a Série Mantiqueira e a seqüência "meta-sedimentar" representada pelos charnoquitos de Juiz de Fora e os gnaisses do Vale do Paraíba que, segundo este autor, constituiriam uma "nappe derivada do intenso movimento tectônico na direção de SE para NW". Como hipótese de trabalho, as seqüências de Juiz de Fora e São João del Rei foram comparadas.

Em 1956, H. Ebert apresentou um mapa regional do sudoeste do Estado de Minas Gerais e adjacências com as principais unidades litroestratigráficas reconhecidas (Fig. 2.1). Os meta-sedimentos de São João del Rei foram reagrupados em três Formações (Tiradentes, Carandaí e Prados), separadas entre si por discordâncias e, em conjunto, exibindo uma discordância principal com o arqueano. Com mesma posição estratigráfica que os me

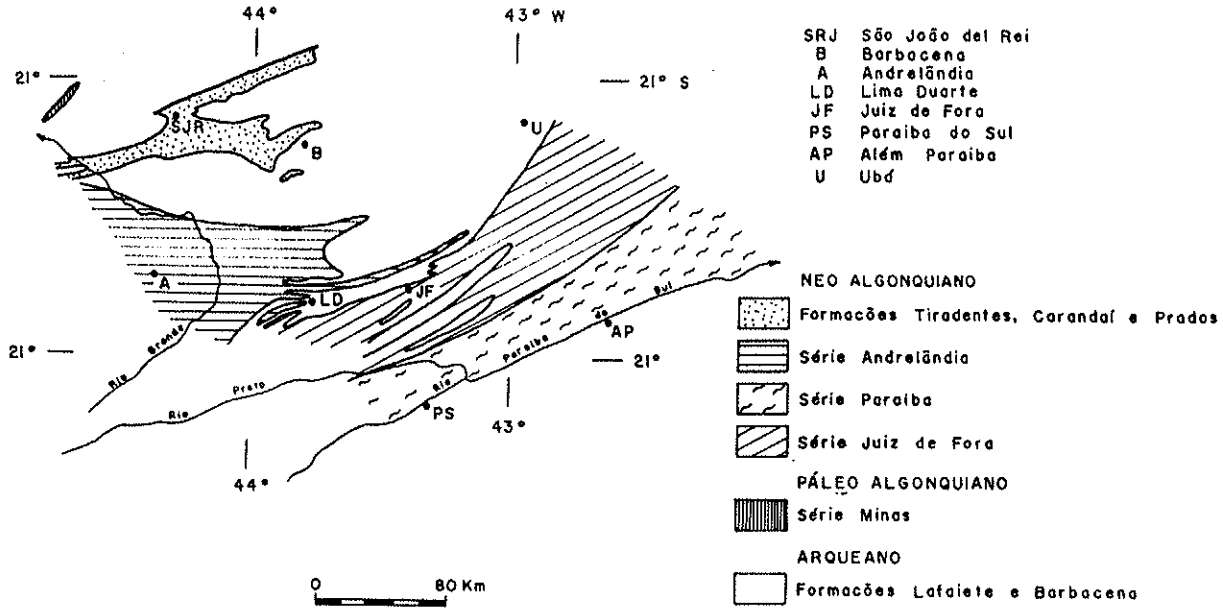


Figura 2.1. Esboço geológico do centro-sul do Estado de Minas Gerais, segundo Ebert (1956 a).

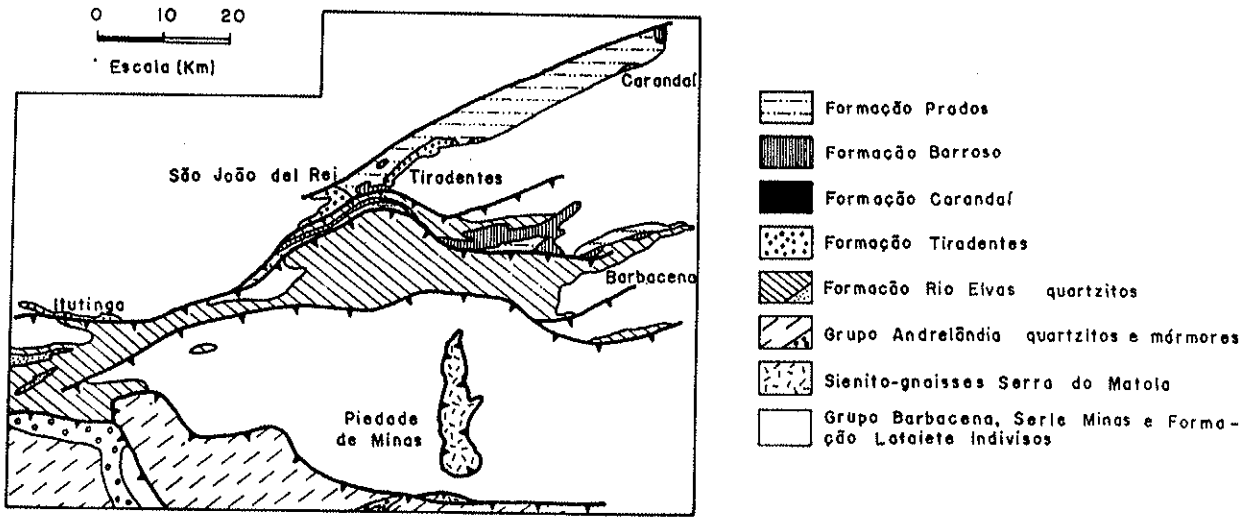


Figura 2.2. Mapa geológico da Bacia do Rio das Mortes (MG), segundo Ebert (1984 b) (simplificado).

ta-sedimentos da região de São João del Rei foram consideradas as Séries Juiz de Fora (rochas charnoquíticas, kinzigitos e quartzitos), Paraíba (gnaisses com intercalações de mármores e quartzitos) e Andrelândia (estaurolita-cianita-granada xistos a rutilo, com intercalações de quartzitos e meta-grauvacas na base). O esquema estratigráfico adotado por Ebert (1956a) para estas unidades foi de Neo-algonquiano, em oposição à Série Minas que foi considerada Paleo-algonquiana. O aumento do metamorfismo do interior para sul e para leste, bem como as reações de desidratação de muscovita, biotita e anfibólio nas rochas charnoquíticas de Juiz de Fora foram descritos por Ebert (op. cit.).

Ebert (1956b) individualizou, em mapa, as Formações Tiradentes, Carandaí e Prados, os quartzitos da Formação Carandaí e da Série Andrelândia, e o Maciço Quartzo Sienítico da Serra do Matola, reconhecido como de idade Pré-Cambriana (ver Fig. 2.2). O limite entre a Formação Carandaí e a Série Andrelândia corresponde, segundo este autor, a uma transição metamórfica na região a sudoeste de Itumirim, ou a um contato tectônico com inversão metamórfica, a norte de Carrancas. Esta tectônica de empurrão também foi assinalada para as estruturas imbricadas das faixas entre Barbacena e Lima Duarte-Juiz de Fora, e entre Caxambu e Itatiaia.

Esses resultados sobre a geologia do sudoeste de Minas Gerais, apresentados resumidamente nos Relatórios Anuais da Diretoria do DGM, foram analisados detalhadamente por Ebert (1957a) em artigo publicado no volume especial da Geologische Rundschau sobre a geologia da América do Sul. Perfis e mapas ilustrando as discordâncias observadas na região de São João del Rei foram apresentados por Ebert (op. cit.), que também subdividiu a Formação Tiradentes, da base para o topo, nas seguintes unidades: quartzitos puros com marcas de ondas; quartzitos ricos em caulim e sericita; e quartzitos com conglomerados.

As discordâncias existentes entre as unidades algonquianas e destas com o arqueano foram detalhadamente analisadas por Ebert (1957b). As discordâncias dos quartzitos da Serra

do Lenheiro com a Série Barbacena, e dos charnoquitos de Juiz de Fora com a Série Mantiqueira, foram descritas por Ebert (1962).

Em publicação póstuma, Ebert (1984b) descreve os aspectos principais da geologia de São João del Rei (Fig. 2.2). No algonquiano epimetamórfico são caracterizadas três faixas principais, separadas entre si por falhas de empurrão, e que se individualizam tanto pelas unidades que as constituem (na faixa central a Formação Tiradentes está ausente e na faixa meridional ocorre apenas a Formação Carandaí), como pela intensidade do metamorfismo e deformação (na faixa setentrional as estruturas primárias são bem preservadas, e nas faixas central e meridional o metamorfismo é mais elevado e a xistosidade é paralela à estratificação). A transição entre os tipos litológicos da Formação Carandaí e da Série Andrelândia foi descrita por Ebert (op. cit.) na faixa entre a Serra de Carrancas e Santo Antonio do Porto. Falhas de empurrão foram caracterizadas na maioria dos contatos das seqüências algonquianas com a Série Barbacena.

Na região de Amparo, Wernick (1965, 1967a, b) reconheceu uma seqüência dominantemente para-metamórfica de médio a alto grau e limitada a leste, sul e norte, respectivamente, pelos maciços graníticos de Socorro, Morungaba e Jaguariúna. Wernick (1967a) denominou informalmente as rochas "para-metamórficas" de gnaisses Amparo e as subdividiu em duas facies principais: uma facies gnáissica com freqüentes intercalações de gnaisses quartzosos, quartzitos, micaxistos, rochas calcio-silicáticas e anfibolitos; e uma facies migmatítica que ocorre ao longo de uma faixa NNE entre as cidades de Amparo e Águas de Lindóia e praticamente só contém intercalações de anfibolitos. Segundo Wernick (op. cit.), o metamorfismo cresce de oeste para leste (como anteriormente descrito por Franco e Coutinho, 1956) e as rochas ortognáissicas são representadas pelas meta-básicas, pelos gnaisses Santo Antonio e Serra Negra e, provavelmente, também pelos charnoquitos de Socorro.

Os para-gnaisses descritos por Wernick (1967a) foram denominados por Ebert (1967, 1968) de Grupo Amparo, tentati-

vamente correlacionado ao Grupo Barbacena e individualizado, entre São Gonçalo do Sapucaí e Amparo, de duas outras faixas de meta-sedimentos, reconhecidos como continuidade do Grupo Andrelândia em direção ao Estado de São Paulo (Fig. 2.3). Este autor, contudo, assinalou uma intensa interdigitação entre estas duas unidades na região de Itapira. Ebert (op. cit.) agrupou as Formações Tiradentes, Carandaí, Barroso e Prados sob a denominação de Grupo São João del Rei, e introduziu o termo Formação Rio das Elvas para designar os filitos, micaxistos e meta-grauvacas que ocorrem a sul de São João del Rei e que anteriormente haviam sido incluídos na Formação Carandaí. Rochas atribuíveis ao Grupo Paraíba foram descritas por este autor nas regiões de Cabo Verde-Machado e no alto da Serra da Mantiqueira, entre São Lourenço e São Bento do Sapucaí (Fig. 2.3).

Ebert (1968) considerou os Maciços Graníticos de Pinhal-Caldas, Jaguariúna, Morungaba, e Socorro-Camaducaia de idade assíntica, e descreveu, na região de Itapira-Jacutinga, a presença de meta-sedimentos pouco metamorfisados embutidos na zona de falha que limita o Maciço de Pinhal-Caldas com o Grupo Andrelândia.

Ebert (1971, 1984a) apresentou, com base em dados da faixa entre São João del Rei e Itapira (Fig. 2.4), uma nova síntese sobre as estruturas do sul de Minas Gerais e adjacências, acompanhada das seguintes modificações no quadro litoestratigráfico: a faixa Luminárias - Lambari, em vista da continuidade dos níveis de quartzitos desde SE de Ingaí até SW de Lambari, foi incluída no Grupo São João del Rei, e o termo Formação Lambari foi utilizado para designar os meta-arcósios e meta-grauvacas finas da metade sudoeste desta faixa, que equivaleriam a uma facies da Formação Rio das Elvas; o termo Grupo Varginha foi proposto para os mica-xistos e granulitos de Elói Mendes-Varginha, admitidos como correlacionáveis ao Grupo Andrelândia, mas que como este são limitados pela faixa Luminárias-Lambari; na região entre São Gonçalo do Sapucaí e Itapira foi descrito um mega-anticlinal "constituído por anticlinais e sinclinais especiais" ocupados, respectivamente, pelos Grupos Amparo e Itapira, este último representando

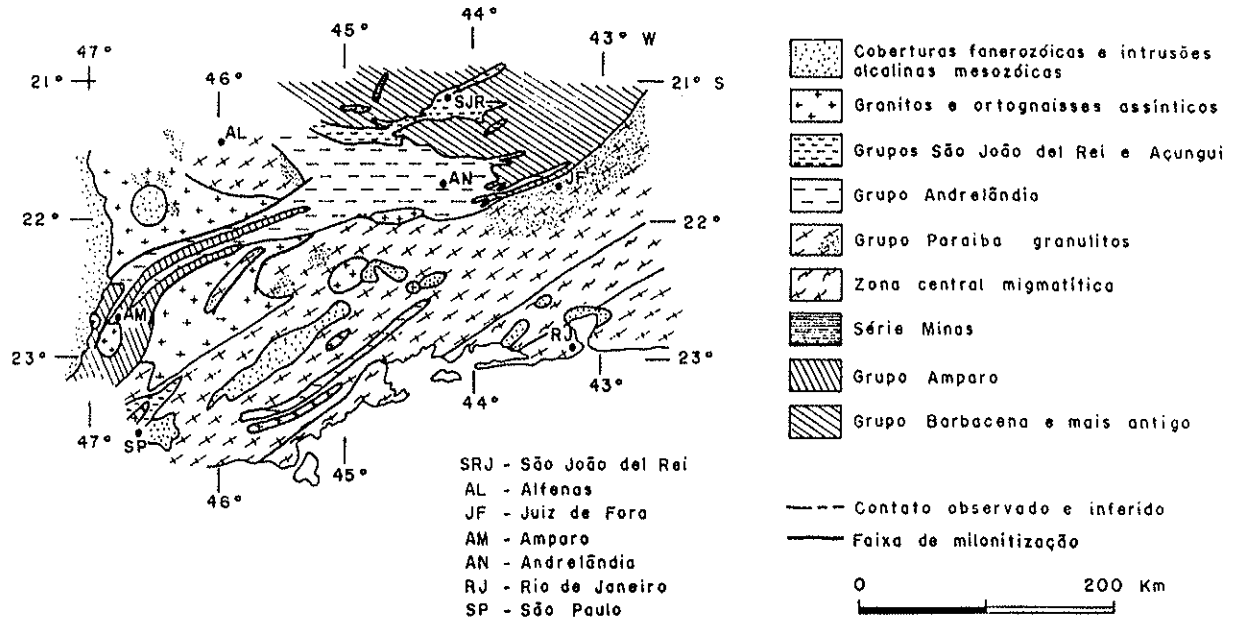


Figura 2.3. Mapa geológico do sul do Estado de Minas Gerais e áreas adjacentes, segundo Ebert (1968).

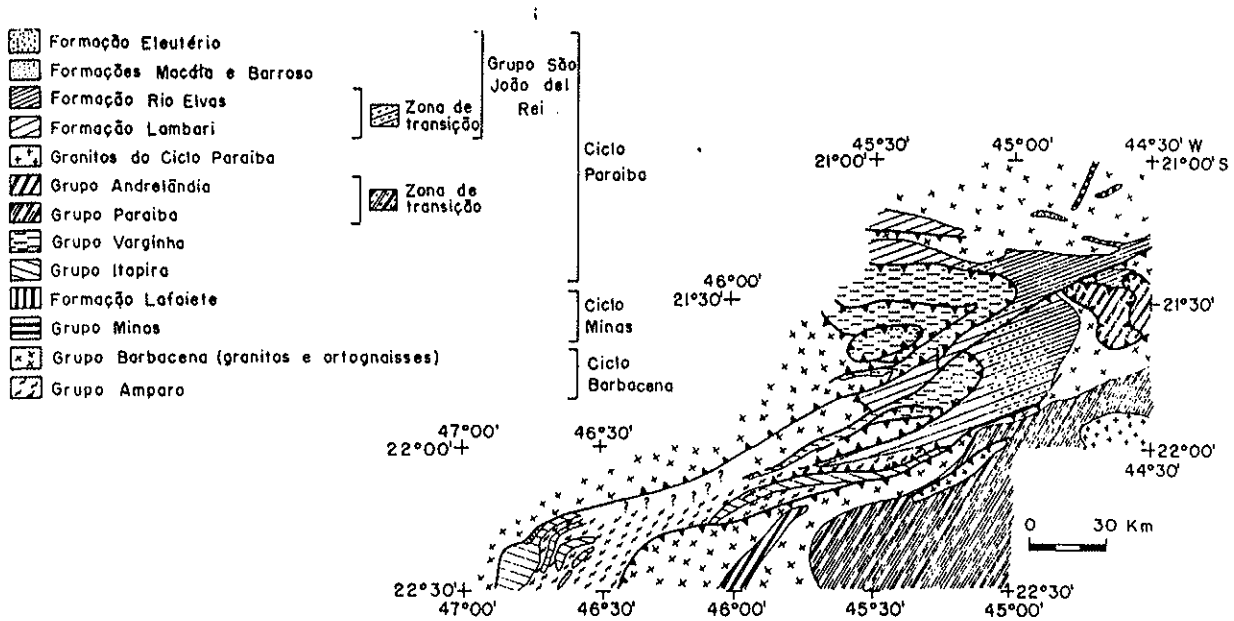


Figura 2.4. Mapa geológico do sudoeste do Estado de Minas Gerais, segundo Ebert (1984 a) (simplificado).

uma seqüência equivalente ao Grupo Andrelândia.

Os meta-sedimentos pouco metamórficos, descritos anteriormente por Ebert (1968) na região de Itapira-Jacutinga, foram denominados de Grupo Eleutério e correlacionados estratigraficamente ao Grupo Itajaí por Ebert (1971, 1984a). Na região de Pouso Alegre, Leonardos et al. (1971) denominaram uma outra ocorrência de meta-sedimentos pouco metamórficos de Formação Pouso Alegre. Ebert (1974) e Wernick e Penalva (1974a) descrevem detalhadamente a Formação Eleutério, e Wernick et al. (1976) admitem a correlação desta com a Formação Pouso Alegre.

Wernick e Penalva (1973, 1974b) denominaram de Grupo Pinhal, limitado a sul pela Falha de Jacutinga, o conjunto de migmatitos predominantemente róseos, com abundantes estruturas agmatíticas, "schlieren", nebulíticas e homofânicas, e que evoluem para rochas graníticas homogêneas. Segundo estes autores, o Grupo Pinhal seria produto de intensa anatexia e feldspatização que teriam afetado as unidades litológicas do Grupo Amparo durante o ciclo Brasiliano.

Oliveira (1972, 1973) e Oliveira e Alves (1974) mapearam, na região de São José do Rio Pardo e Caconde, um conjunto de migmatitos com paleossoma de hornblenda-biotita gnaisses e gnaisses quartzosos, contendo intercalações de anfibolitos, rochas calcio-silicáticas e mármores, e associados à migmatitos graníticos e rochas charnoquíticas. Estes autores correlacionaram, tentativamente, estas rochas ao Grupo Paraíba, admitindo serem de idade Transamazônica.

Na região de Itapira, segundo Wernick e Penalva (1973a), não seria possível individualizar-se os paragnaisses das seqüências de quartzitos, mica-xistos, meta-arcóseos e meta-grauvacas, respectivamente, dos Grupos Amparo e Itapira de Ebert (1971, 1984a). Em vista deste fato, Wernick e Penalva (op. cit.) consideram estas duas unidades equivalentes e mantiveram a denominação Grupo Amparo para o conjunto.

Nas Folhas de Caldas e Rio Capivari, Fúlfaro (1975) atribuiu ao Grupo Pinhal um conjunto de rochas migmatíticas, com estruturas diversas e associadas a granitóides porfiróides. Ocorrências subordinadas de charnoquitos e meta-sedimentos foram assinaladas, bem como dois maciços de rochas sieníticas admitidos como de idade Pré-Cambriana.

Soares (1976), Wernick (1977) e Bettencourt (1978), respectivamente nas Folhas de Santa Rita de Caldas-Ipuiúna, Ouro Fino-Borda da Mata e Pouso Alegre-Poço Fundo, reafirmaram a equivalência dos Grupos Itapira e Amparo, e individualizaram, a sul e a norte do Grupo Amparo, os maciços granitóides de Pinhal e Socorro, pertencentes ao Grupo Pinhal.

Na região de Pouso Alegre, contudo, Choudhuri et al. (1978a) readmitiram a individualização dos Grupos Amparo e Itapira, segundo critérios litológicos e metamórficos, e sugeriram duas hipóteses de posicionamento estratigráfico dos gnaisses intensamente migmatizados de Silvianópolis: representariam um nível mais profundo do Grupo Amparo, ou constituiriam o embasamento desta unidade. Uma provável idade mais antiga que o Grupo Amparo foi também sugerida por Choudhuri et al. (1978b) para os granulitos da região de Botelhos-Machado com base em estudos petrográficos e metamórficos.

Wernick (1978a) apresentou um mapa regional do leste do Estado de São Paulo e adjacências (Fig. 2.5), individualizando os Grupos Amparo e Pinhal que foram considerados, respectivamente, de idade Transamazônica e Brasiliana.

Hasui et al. (1978a) atribuíram ao Grupo Amparo a seqüência de quartzitos, mica-xistos, migmatitos estromáticos e anfibolitos que ocorre na região da serra do Japi. Estes autores denominaram a unidade pelítica de Formação Ermida e a unidade psamo-pelítica, de Formação Japi.

Fiori et al. (1978), com base em dados estruturais, consideraram os metatexitos, diatexitos e granitos autóctones da

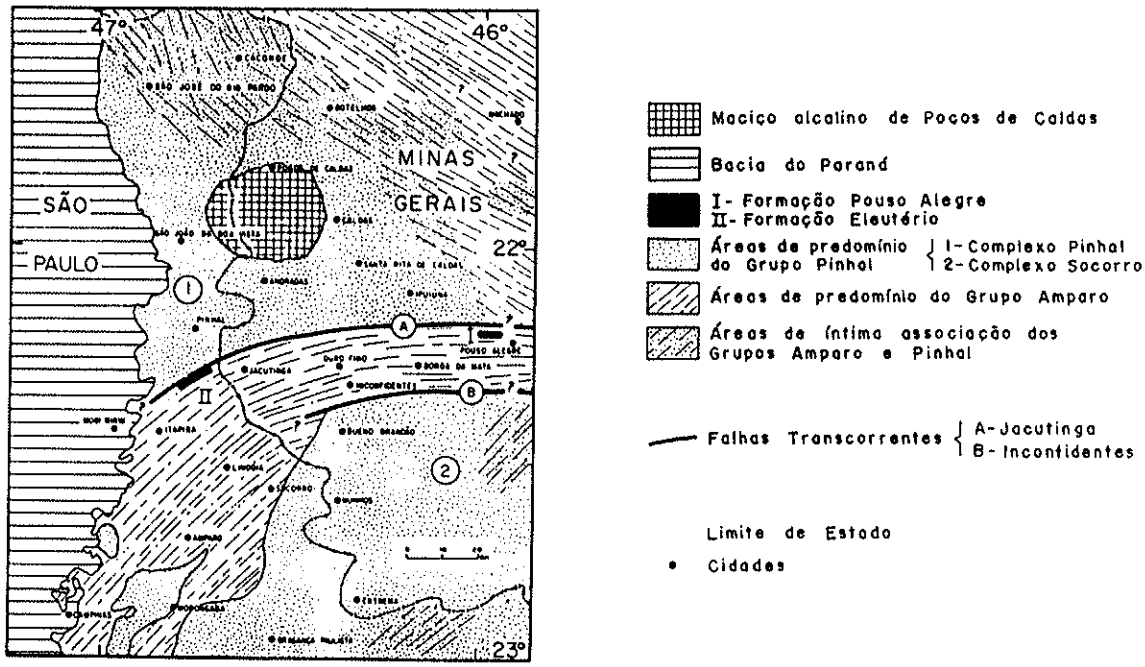


Figura 2.5. Mapa geológico esquemático do leste do Estado de São Paulo e áreas vizinhas, segundo Wernick (1978 a).

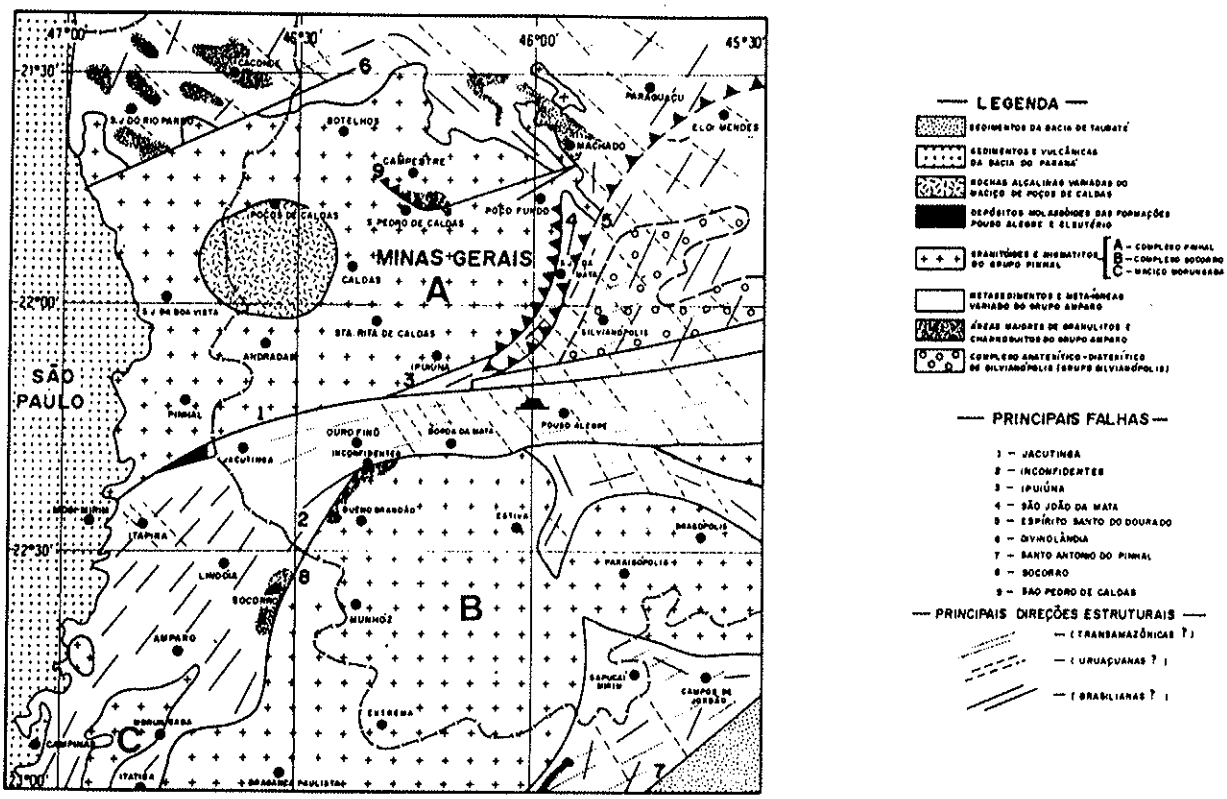


Figura 2.6. Mapa geológico simplificado da região nordeste do Estado de São Paulo e sul do Estado de Minas Gerais, segundo Fiori et al. (1978).

região de Silvianópolis como mais antigos que o Grupo Amparo, e propuseram um modelo de evolução policíclica, com fases de dobramentos atribuíveis aos ciclos Transamazônico, Uruaçuano e Brasiliano, para a região leste de São Paulo e sudoeste de Minas Gerais (Fig. 2.6). A unidade migmatítica basal ao Grupo Amparo foi denominada de Complexo Silvianópolis por estes autores, que a admitiram de idade arqueana, correlacionando-a ao Complexo Barbacena. Fiori (1979), Fiori e Choudhuri (1979) e Fiori et al. (1981) analisaram detalhadamente os padrões estruturais e metamórficos do Grupo Amparo e do Complexo Silvianópolis e, neste último, incluíram os granulitos da região de Machado-Serrania.

Com base principalmente em dados geocronológicos, Artur et al. (1979), Artur (1980) e Artur et al. (1981) elaboraram para a região de Itapira-Águas de Lindóia, um modelo policíclico semelhante ao descrito na região de Silvianópolis por Fiori et al. (1978) e Fiori (1979), com idades Pré-Transamazônica, Transamazônica, Uruaçuana e Brasiliana.

Wernick (1978b) e Wernick e Penalva (1978, 1980a, b) atribuíram aos "Maciços" de Socorro e Pinhal a denominação de Complexos, e consideraram-nos como parte do Grupo Pinhal. Com base em dados litológicos, estruturais e petrográficos, estes autores propuseram, para estas unidades, um modelo genético polidiapírico associado a granitos geradores ou não de migmatitos.

No relatório final do Projeto Sapucaí, Cavalcante et al. (1979) reclassificaram todas as unidades litoestratigráficas anteriormente definidas como Complexos, e, embora tenham mantido os traços gerais dos trabalhos de Ebert (1968, 1971, 1984a), introduziram diversas modificações no quadro litoestratigráfico regional (Fig. 2.7). Estes autores reafirmaram a individualização dos Complexos Amparo e Itapira, como anteriormente proposto por Ebert (1971, 1984a), e estenderam a denominação Complexo Varginha, para as rochas granulito-gnáissico-migmatíticas que ocorrem desde a região de Elói Mendes até o limite com a Bacia do Paraná, incluindo também os granitos e migmatitos do Complexo Pinhal. Cavalcante et al. (op. cit.) subdividiram o Complexo São João del

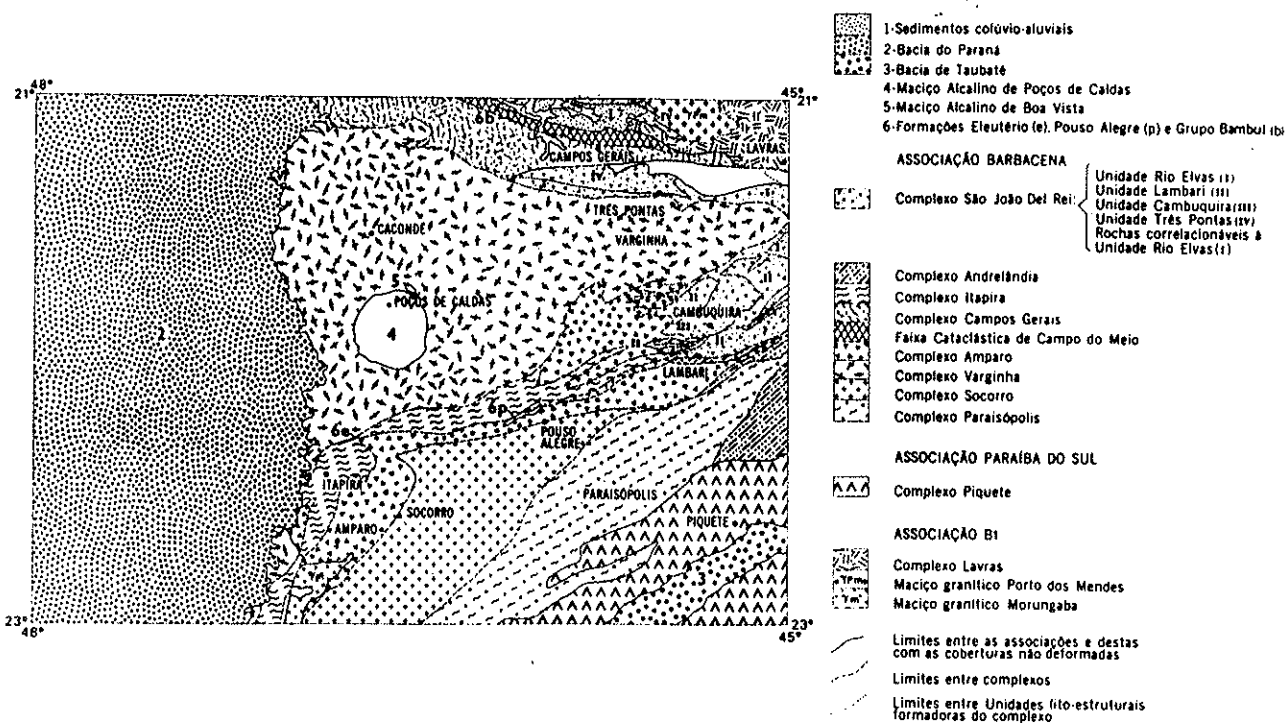


Figura 2.7. Mapa geológico simplificado do sudoeste do Estado de Minas Gerais e leste do Estado de São Paulo, segundo Cavalcante et al. (1979).

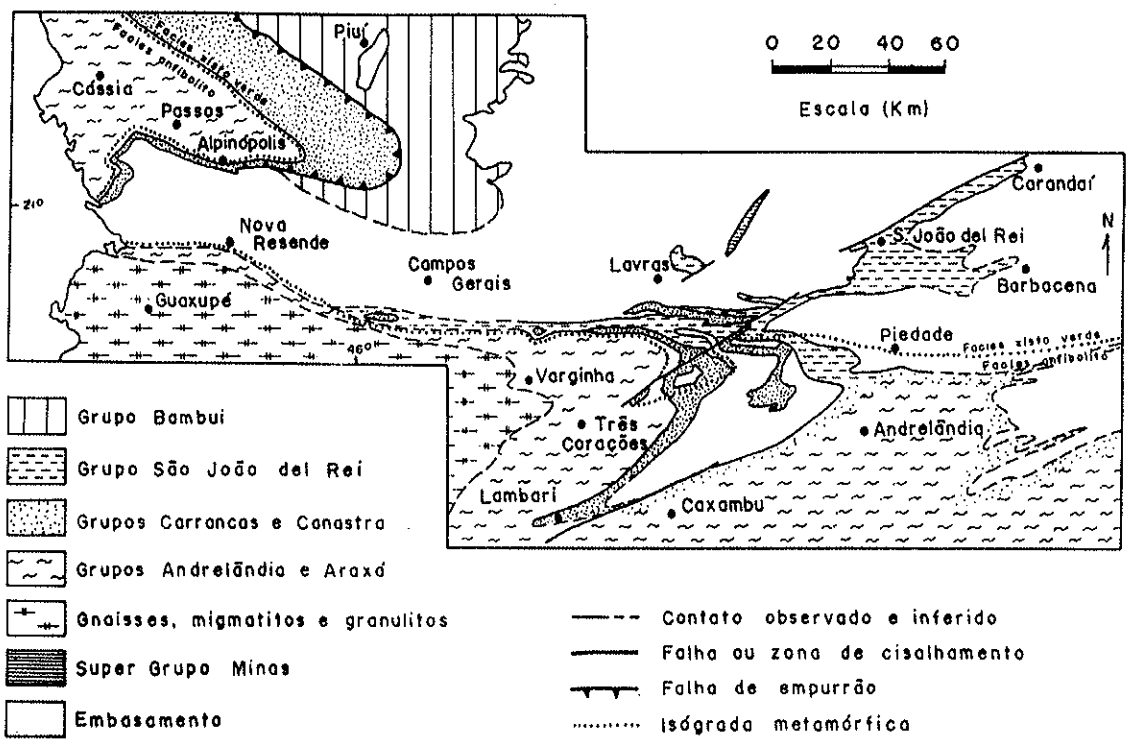


Figura 2.8. Mapa geológico simplificado do sudoeste do Estado de Minas Gerais, segundo Trouw et al. (1984). Estes autores sugeriram uma provável continuidade física dos Grupos Andrelândia e Carrancas com os Grupos Araxá e Canastra por sob a Bacia Sedimentar do Paraná.

Rei em quatro unidades principais: Rio das Elvas, Lambari, Cambuquira e Três Pontas. A sul do Complexo Socorro, na área anteriormente atribuída ao Grupo Paraíba por Ebert (1968, 1971), Cavalcante et al. (1979) individualizaram, a noroeste, uma unidade granulito-gnaisse-granito-migmatítica, denominada Complexo Paraisópolis e, a sudeste, uma unidade predominantemente gnáissico-migmatítica, denominada Complexo Piquete.

Os meta-conglomerados, meta-arcósios e meta-siltitos da região do Pico de Itapeva, descritos inicialmente por Almeida (1964) e incluídos no Grupo São Roque por Hasui et al.(1978b), foram correlacionados às Formações Eleutério e Pouso Alegre por Cavalcante et al. (1979).

Nas Folhas de Nova Resende e Jacuí, com base nos trabalhos de Cavalcante et al. (op. cit.), Choudhuri et al. (1979) e Morales et al. (1983) agruparam, sob a denominação de Complexo Varginha, os (hornblenda)-(silimanita)-granada-biotita xistos e os granulitos e migmatitos sobrejacentes; a denominação de Complexo Campos Gerais foi também mantida para os terrenos migmatíticos com granodioritos, granitos e seqüências tipo "greenstone belts" associadas.

A definição de Complexo Varginha foi reafirmada,na região de Caconde, por Oliveira et al. (1983a) e Juliani et al. (1984) e, na região de São João da Boa Vista, por Oliveira et al. (1984). Juliani (1983) estendeu a denominação de Complexo Varginha para os granulitos e migmatitos da região de Socorro, que anteriormente haviam sido incluídos no Complexo Amparo por Wernick (1978a), e no Complexo Socorro por Cavalcante et al. (1979).

Campos Neto e Figueiredo (1985), com base em dados estruturais, geoquímicos e petrográficos, reconheceram duas unidades estratigráficas distintas na região de São José do Rio Pardo-Guaranésia: a mais antiga, constituída dominantemente por gnaisses quartzosos e (granada)-hornblenda-biotita gnaisses bandados intensamente migmatizados e com granitóides associados,foi denominada Complexo Caconde; a mais jovem, redefinida como Com-

plexo Pinhal, foi subdividida em uma suite granito-charnoquítica (Suite São José do Rio Pardo), uma suite orto-migmatítica (Suite São João da Boa Vista) e uma suite de granitos nebulíticos (Suite São Sebastião da Grama).

O conjunto de migmatitos, (cordierita)-sillimanita -granada-biotita gnaisses e granada-biotita gnaisses que ocorre na região de Camanducaia-Monteiro Lobato foi correlacionado ao Complexo Juiz de Fora por Oliveira et al. (1983b). Na Folha de Igaratá, a continuidade destas unidades foi mapeada por Campos Neto et al. (1983) sob a denominação de Complexo Paraíba, como proposto no Mapa Geológico do Estado de São Paulo, em 1:500.000.

Campos Neto et al. (1983) e Campos Neto e Basei (1983) denominaram de Complexo Piracaia a seqüência de gnaisses e mica-xistos intensamente migmatizados que ocorre a norte da Falha de Jundiuvira e oeste da Falha de São Bento do Sapucaí. Quatro unidades principais foram individualizadas neste Complexo: unidade orto-gnáissica facoidal; unidade gnáissica intermediária; unidade gnáissica bandada; e unidade de xistos superiores. Unidades semelhantes foram mapeadas na Folha de Atibaia, sob a denominação de Complexo Amparo, por Oliveira et al. (1985) e, na Folha de Jundiaí, sob a denominação de Complexo Itapira, por Batista et al. (1986).

Na região de Socorro, como anteriormente proposto por Wernick (1967, 1978a, b), Grossi Sad e Barbosa (1983) denominaram a seqüência de paragnaisses, mica-xistos e quartzitos de Complexo Amparo, e a subdividiram, da base para o topo, em duas unidades principais: Unidade Serra Negra, constituída por um conjunto de gnaisses e migmatitos graníticos; e Unidade Monte Alegre, constituída por hornblenda-biotita gnaisses bandados, anfibolitos, quartzitos e mica xistos. Como embasamento do Complexo Amparo nesta região, Grossi Sad e Barbosa (op. cit.) reconheceram um conjunto de protomilonito-milonito-blastomilonito-gnaisses bandados contendo intercalações de "tipos litológicos característicos" (grafita xistos e gonditos). Esta unidade foi denomi

nada de Complexo Mostardas e admitida como de idade Arqueana.

Campos Neto e Basei (1983) e Campos Neto et al. (1984a) demonstraram, na Folha de Bragança Paulista, que as unidades granulito-migmatito-graníticas do Complexo Socorro encontram-se engajadas em uma nappe de empurrão (Nappe Socorro), e que a unidade Mostardas, definida por Grossi Bad e Barbosa (1983), representa uma faixa blastomilonítica desenvolvida por cisalhamento dúctil sobre as unidades do Complexo Amparo (Grupos Amparo e Itapira) quando do cavalgamento da Nappe Socorro. Segundo estes autores as seguintes unidades são reconhecidas na Nappe Socorro: Complexo Granítico Socorro, constituído por hornblenda-biotita granitos porfiróides (Suite Bragança Paulista) e biotita granitos equi a inequigranulares (Suite Salmão); Suite Granito-Migmatítica Catapora, representada por granada-biotita granitos gnáissicos; Complexo Metamórfico Socorro, constituído por granada migmatitos granulíticos, charnoquitos em parte granatíferos e biotita gnaisses de alto grau; e Grupo Itapira, representado por mega-enclaves de meta-sedimentos na Suite Bragança Paulista.

Com base no padrão estrutural, Campos Neto e Basei (1983) e Campos Neto et al. (1984a, b) demonstraram, na região de Amparo, a existência de duas unidades estratigraficamente distintas; a unidade mais antiga, constituída por migmatitos estromáticos dobrados exibindo pelo menos uma fase de deformação a mais, foi denominada de Grupo Amparo; a unidade mais jovem, constituída por um pacote basal de hornblenda e/ou biotita gnaisses com intercalações de quartzitos, anfibolitos e xistos ultrabásicos, e um pacote superior de hornblenda biotita gnaisses bandados com intercalações de xistos e anfibolitos, foi denominada de Grupo Itapira. Na Folha de Amparo, Basei et al. (1986) individualizaram estas duas unidades, bem como reconheceram um conjunto de granitóides gnáissicos intrusivos no Grupo Itapira, nos quais os migmatitos Amparo ocorrem como mega-enclaves.

Campanha et al. (1983a, b) reconheceram, na região de Águas de Lindóia-Itapira, com base em dados estruturais e segundo o conteúdo litológico, três unidades estratigraficamente

distintas: a unidade basal, constituída por gnaisses homogêneos ou oftálmicos, foi tentativamente correlacionada ao Complexo Silvianópolis; a unidade intermediária, constituída por um pacote de migmatitos com paleossoma de gnaisses bandados e um pacote de biotita gnaisses claros, bandados ou laminados, com intercalações de quartzitos, mica-xistos e mármores, foi atribuída ao Complexo Amparo; a unidade de quartzitos e quartzo mica-xistos do topo foi atribuída ao Grupo Itapira.

Na região a sul de Lavras, Trouw et al. (1980) denominaram um conjunto de quartzitos placosos (Formação São Tomé das Letras) sobrepostos por grafita xistos (Formação Campestre) de Grupo Carrancas, e o consideraram equivalente aos Grupos São João del Rei e Andrelândia. Ribeiro e Heilbron (1982), Trouw et al. (1983, 1984) e Trouw (1983) individualizam, regionalmente, as áreas de ocorrência do Grupo Carrancas (Fig. 2.8).

Colunas lito-estratigráficas dos Grupos São João del Rei, Carrancas e Andrelândia foram elaboradas, em diferentes áreas, por Ribeiro (1980, 1983), Paciulo (1980, 1983), Heilbron (1983, 1984), Chrispim (1983), Maciel (1983), Trouw et al. (1983), Dayan (1984) e Magalhães (1985). Com base na correlação destas colunas lito-estratigráficas, Trouw et al. (1984) reconheceram, para o Grupo Carrancas, uma posição basal em relação aos mica-xistos do Grupo Andrelândia e unidades equivalentes do Grupo São João del Rei (biotita-clorita-filitos). Os (sillimanita)-cianita-granada-biotita xistos e gnaisses que ocorrem na base da faixa de granulitos Elói Mendes-Guaxupé foram incluídos por Trouw et al. (1984) no Grupo Andrelândia. Correlacionando as colunas lito-estratigráficas dos Grupos Carrancas e Andrelândia com as dos Grupos Canastra e Araxá (estas para as regiões de Alpinópolis e Capitólio), estes autores admitiram a continuidade destas unidades por debaixo dos sedimentos da Bacia do Paraná (Fig. 2.8).

Trouw et al. (1986), segundo um conceito de facies sedimentares, incluíram as unidades do Grupo Carrancas no Grupo São João del Rei, e subdividiram este em duas facies principais:

Facies São João del Rei, constituída por quartzitos maturos e meta-calcáreos; e Facies Luminárias, rica em quartzitos e meta-grauvacas.

2.3. INTEGRAÇÕES REGIONAIS

As primeiras considerações sobre a compartimentação geotectônica do sudoeste do Estado de Minas Gerais foram esboçadas por Ebert (1955a, b), que considerou a hipótese de que a região do Vale do Paraíba/Serra do Mar constitui o "centro mais recente da tectônica ativa". Ebert (1956a) mostrou um claro aumento do metamorfismo regional do interior para sul e leste, bem como o caráter imbricado da estrutura geral com movimentação para o interior, reafirmando sua hipótese anterior de que a "faixa central duma orogênese, realizada no fim do Algonquiano (Fase Assíntica), se encontra localizada na região costeira, irradiando-se para o interior".

Essa faixa orogênica foi subdividida por Ebert (1956b, 1957a) em dois sistemas orogênicos: o sistema principal, Paraibides, viria do nordeste de Minas Gerais, se interromperia na região de Andrelândia e continuaria em direção a sudoeste; o outro sistema, Araxaídes, acompanharia com direção EW o médio Rio Grande, desde Santo Antonio do Porto, e entraria no Estado de Goiás modificando sua direção para NW. Uma provável associação entre a tectônica assíntica destes dois sistemas orogênicos com aquela do Cinturão Damara, na África, foi admitida por Ebert (1957a), que também assinalou a vergência em direção ao interior em ambos os continentes (Fig. 2.9).

No estudo sobre a "Origem da Plataforma Brasileira", Almeida (1967), seguindo os trabalhos de Ebert (op. cit.), considerou que os Grupos Paraíba-Desengano e Andrelândia constituem, respectivamente, as seqüências internas gnaissificadas e as seqüências epimetamórficas, enquanto que as Formações Carandaí, Barroso, e Prados representam as seqüências miogeossinclinais

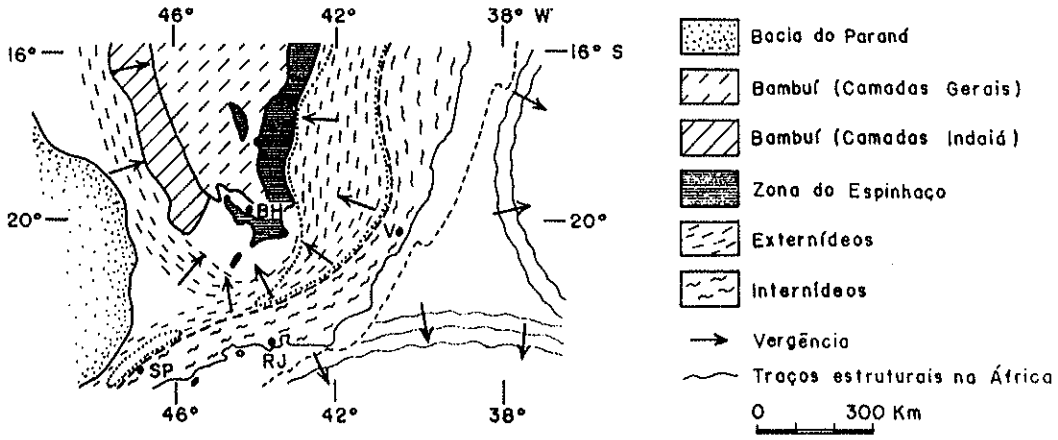


Figura 2.9. Mapa tectônico do sudoeste do Escudo Brasileiro, segundo Ebert (1957 a).

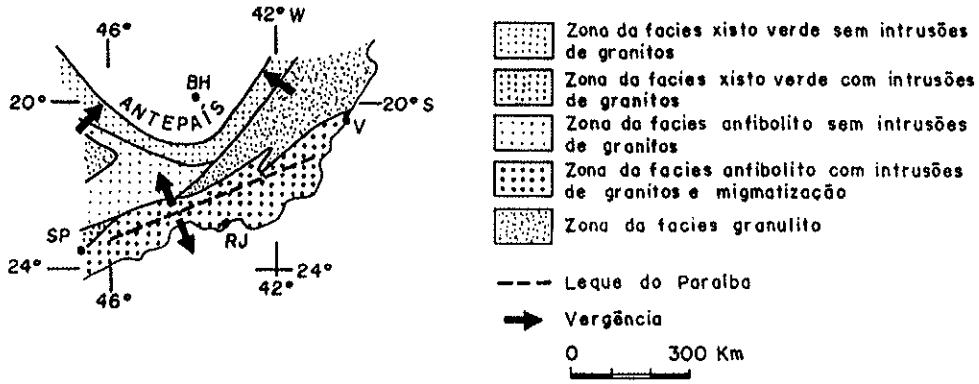


Figura 2.10. Mapa tectônico e metamórfico do sul do Estado de Minas Gerais e adjacências, segundo Ebert (1968).

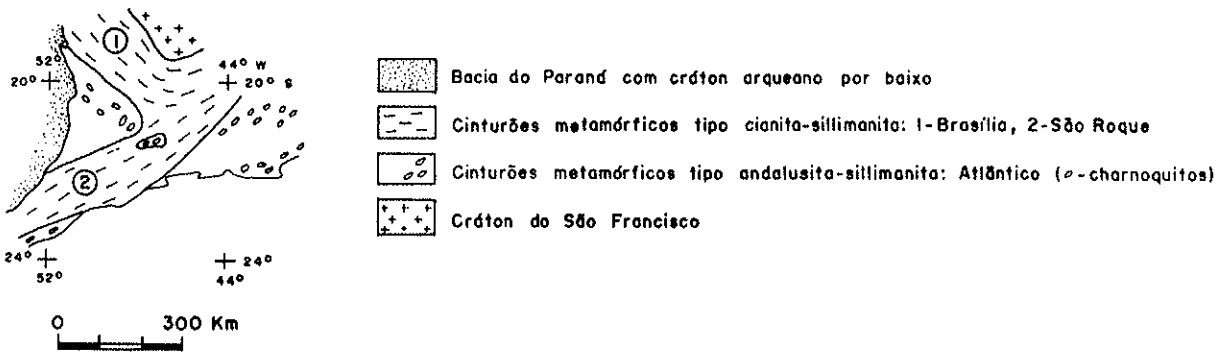


Figura 2.11. Esboço dos cinturões metamórficos da região sudeste do Brasil, segundo Fyfe e Leonardos Jr. (1974).

da faixa tectogênica Paraíba, de idade Baicaliana.

Ebert (1967, 1968) estabeleceu quatro divisões estruturais nos Sistemas Paraibides-Araxaídes:

a) zona com estrutura semelhante a um meganticlinal: Serra do Mar;

b) zona de divergência ("sinclinal" em forma de leque): Vale do Paraíba;

c) zona de vergência constante em sentido ao interior: Juiz de Fora-Barbacena;

d) zona de dobramentos e falhamentos suaves: São João del Rei.

Ainda segundo este autor, as duas primeiras zonas, caracterizadas por um metamorfismo da facies anfibolítica (subfacies com sillimanita) e associadas a alguns charnoquitos, constituem os internídeos, enquanto que a zona c, constituída por rochas da facies anfibolito (subfacies com estaurolita ou cianita) e a zona d, constituída por rochas da facies xisto verde (subfacies com biotita), representam os externídeos (Fig. 2.10).

A continuidade dos Paraibides em direção aos Estados de São Paulo e Paraná, e a bifurcação entre os Paraibides e Araxaídes através do Grupo Andrelândia na região de Cambuquira-Pouso Alegre foi admitida por Ebert (1968), que considerou o Grupo São Roque, tanto no grau metamórfico quanto nas características litológicas, equivalente ao Grupo São João del Rei. A bifurcação entre os Paraibides e Araxaídes através do Grupo Andrelândia foi revista por Ebert (1971, 1984a), que a considerou como uma cunha a oeste de Varginha, com fortes movimentos de empurrão de WSW para ENE em forma de nappes, que preencheriam mega-sinclinais e resultariam na inversão da seqüência metamórfica.

No Mapa Geológico do Brasil na escala 1:5.000.000,

Almeida et al. (1970) correlacionaram o Grupo São João del Rei ao Grupo Canastra (Faixa Brasília), e o Grupo Andrelândia ao Grupo Araxá (Faixa Uruaçu). Esta correlação foi posteriormente admitida por outros autores (Almeida, 1971, 1977; Ferreira, 1971; Almeida et al., 1973, 1976, 1981; Hasui et al., 1978c, 1980).

Hennies et al. (1967) denominaram de Bloco Jundiaí o domínio tectônico situado a norte da Falha de Jundiuvira. O Bloco Pinhal foi individualizado do Bloco Jundiaí por Penalva e Wernick (1973), que consideraram a Falha de Jacutinga como limite entre estas duas unidades.

Segundo um modelo de cinturões metamórficos, Fyfe e Leonardos (1973, 1974) assinalaram, no sudoeste de Minas Gerais-leste de São Paulo, terrenos pertencentes aos cinturões metamórficos do tipo cianita-sillimanita, de idade proterozóica (600-1400 Ma), e aos cinturões do tipo andalusita-sillimanita, com charnoquitos associados e mais antigos que 2700 Ma (Cinturão Atlântico) (Fig. 2.11).

O termo Maciço do Guaxupé foi inicialmente utilizado por Almeida et al. (1976) para designar o maciço de forma triangular, constituído por granulitos, migmatitos e granitos, e contornado pelos Grupos Andrelândia e Itapira, respectivamente, a norte e a sul (Fig. 2.12a). Hasui et al. (1978c) e Wernick et al. (1978) redefiniram o Maciço do Guaxupé como um maciço mediano do ciclo Brasiliano, limitado a sul pela Falha de Jundiuvira, e a norte pela continuidade da Faixa Brasília, representada pelos meta-sedimentos do Grupo São João del Rei (Fig. 2.12b). Esta definição do Maciço de Guaxupé tem sido adotada por vários autores (Wernick, 1978a, b; Hasui et al., 1980, 1981, 1984; Hasui e Oliveira, 1984). Segundo Wernick (1978b), o Maciço do Guaxupé seria constituído por unidades do ciclo Transamazônico (Grupos Amparo e Andrelândia) e rochas granitóides e migmatíticas do ciclo Brasiliano (Grupo Pinhal).

Na Carta Geológica ao Milionésimo do Brasil, Fo-

Fig. 2.12A

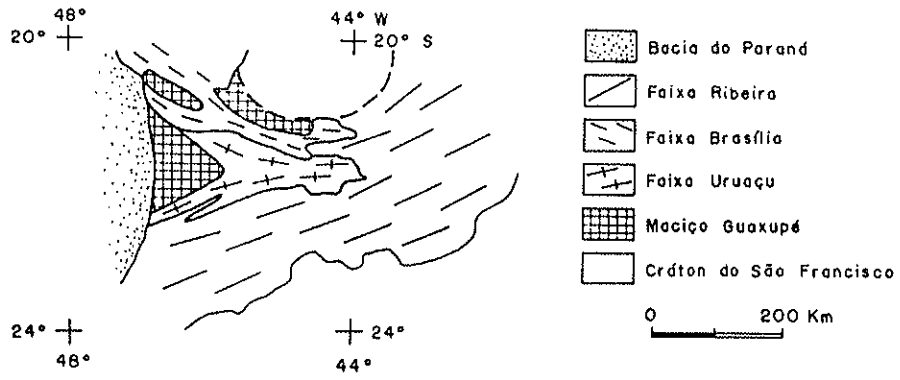


Fig. 2.12B

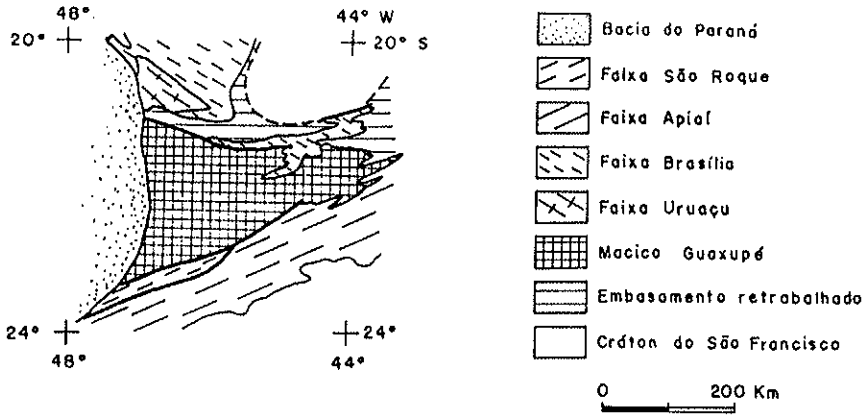


Figura 2.12. Caracterização do Maciço do Guaxupé: A - segundo Almeida et al. (1976); B - segundo Hasui et al. (1978) e Wernick et al. (1978).

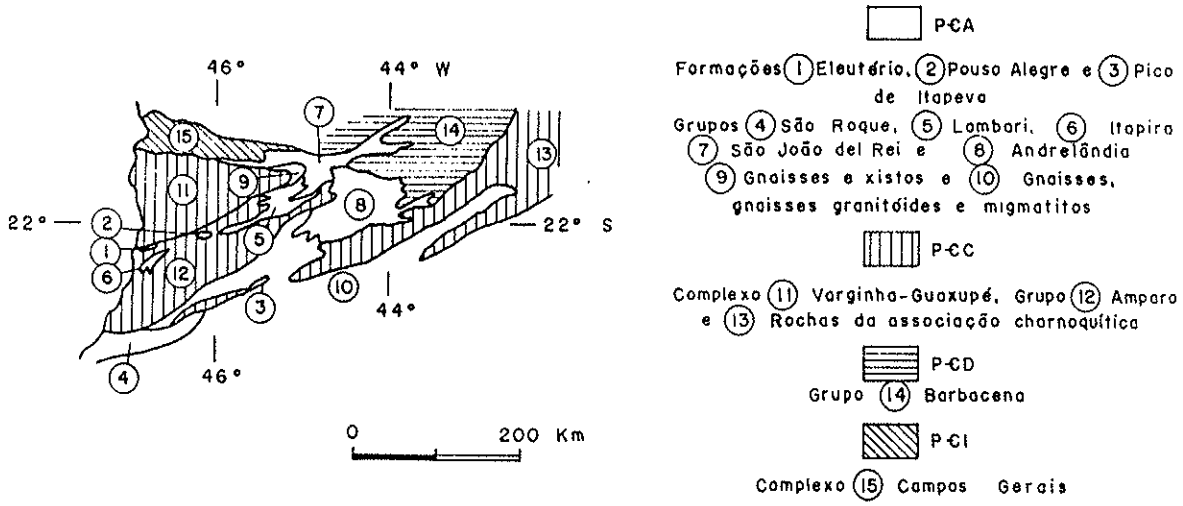


Figura 2.13. Compartimentação litoestratigráfica do sudoeste do Estado de Minas Gerais e leste do Estado de São Paulo, segundo Fonseca et al. (1979). Os maciços graníticos não estão representados na figura.

lhas Rio de Janeiro-Vitória-Iguapé, Fonseca et al. (1979) mantiveram, de modo geral, o quadro lito-estratigráfico apresentado por Cavalcante et al. (1979) para o sudoeste mineiro-leste paulista (Fig. 2.13). Estes autores, contudo, incluíram no Complexo Amparo os Complexos Socorro e Paraisópolis e parte das unidades anteriormente atribuídas ao Complexo Itapira; agruparam as unidades Lambari e Cambuquira de Cavalcante et al. (op. cit.) sob a denominação de Grupo Lambari, correlacionando-o ao Complexo Itapira e aos xistos da região de Varginha; os terrenos granulito-gnáissico-migmatíticos, desmembrados dos xistos de Varginha, foram redefinidos como Complexo Varginha-Guaxupé; as unidades do Complexo Piquete foram incluídas, a norte, no Complexo Paraíba, e, a sul, no Complexo Juiz de Fora.

Almeida et al. (1980) e Almeida (1981), com base em dados geofísicos e nas características geológicas dos Maciços Medianos de Goiás e do Guaxupé, desenvolveram um modelo de cinturão móvel para a evolução destas áreas, denominando-o cinturão móvel Alfenas (Fig. 2.14). Segundo estes autores, o cinturão móvel Alfenas representa o limite ocidental do cráton do Paramirim e exibe uma evolução policíclica com unidades atribuíveis ao Transamazônico (Complexos Amparo e Varginha-Guaxupé), ao Brasiliano (Grupo São João del Rei) e, provavelmente, também ao Arqueano (parte das rochas granulíticas).

Na caracterização da borda sul do cráton do São Francisco, Wernick e Fiori (1981) e Wernick et al. (1981) também aplicaram o modelo de cinturão móvel para a evolução dos terrenos do Maciço do Guaxupé. Os termos Atlântico, Paraíba e Ribeira foram utilizados para designar, respectivamente, os cinturões Arqueano (Complexo Silvianópolis e rochas granulíticas), Transamazônico (Complexos Amparo, Paraíba e Andrelândia) e Brasiliano (Grupos São João del Rei e Pinhal).

Almeida et al. (1981) incluíram os terrenos situados a norte da Falha de Jacutinga na Província Tocantins, enquanto que os situados a sul desta falha foram inseridos na Província Mantiqueira (Fig. 2.15a). Posteriormente, Almeida e Hasui

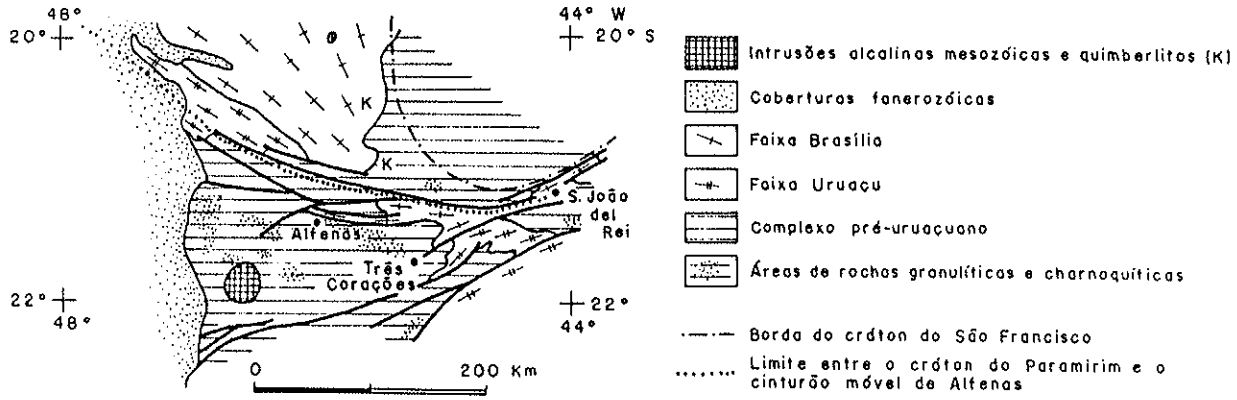


Figura 2.14. Caracterização do limite entre o Cinturão Móvel Alfenas e o Cráton do Paramirim, segundo Almeida et al. (1980).

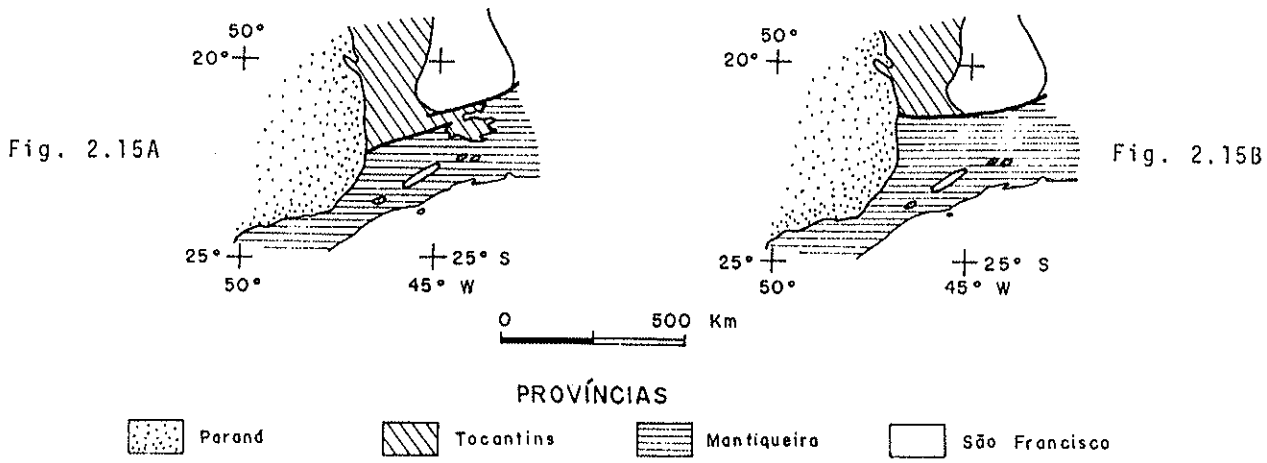


Figura 2.15. Caracterização do limite entre as Províncias Tocantins e Mantiqueira: A - segundo Almeida et al. (1981); B - segundo Almeida e Hasui (1984).

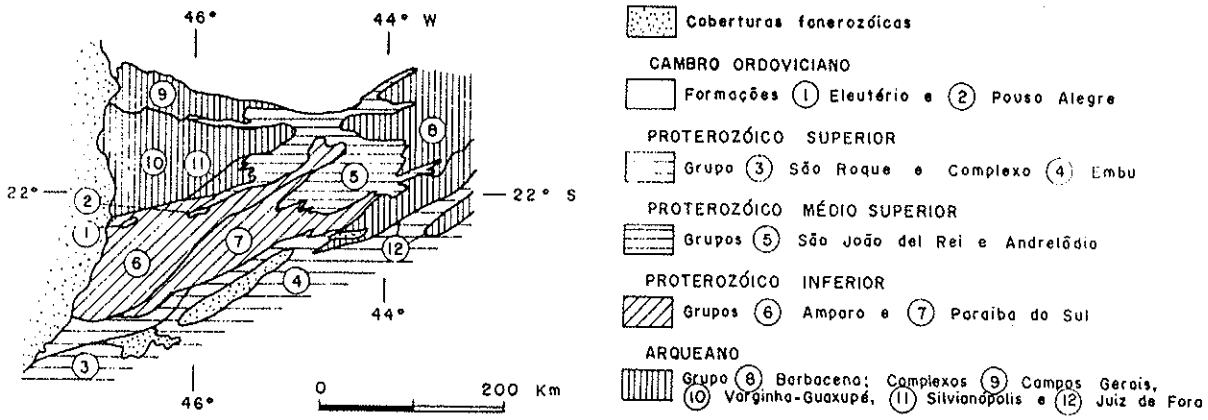


Figura 2.16. Compartimentação litoestratigráfica do sudoeste do Estado de Minas Gerais e leste do Estado de São Paulo, segundo Schobbenhaus et al. (1982). Os maciços graníticos não estão representados na figura.

(1984) admitiram como limite entre as Províncias Tocantins e Mantiqueira o conjunto de falhas que limitam os Complexos Varginha e São João del Rei com o Complexo Campos Gerais (Fig. 2.15b).

Hasui (1983) estabeleceu, ao longo da faixa Caraguatatuba-Caconde, um modelo dicotômico, envolvendo um embasamento arqueano, denominado Complexo Basal, e seqüências supracrustais brasilianas (representadas pelos Grupos São Roque, Açungui, Andrelândia e São João del Rei e a Formação Pouso Alegre), posteriormente regionalizado para todo o pré-cambriano do leste do Estado de São Paulo. Como processos geodinâmicos principais, Hasui (op. cit.) distingue, após a formação de um conjunto plutono-vulcano-sedimentar arqueano e seu metamorfismo de alto grau: um deslocamento crustal por cisalhamento dúctil sub-horizontal durante o arqueano, responsável pelo desenvolvimento de uma foliação regional designada S_C associada a uma lineação de estiramento mineral L_C; um episódio de deslocamentos tangenciais por cisalhamento dúctil de alto mergulho durante o ciclo Transamazônico; um episódio de possível aulacogênese com desenvolvimento para faixas de dobramentos, e seguido por deslocamentos através de cisalhamentos rúpteis transcorrentes no ciclo Brasiliano. Ainda segundo este autor, estas feições caracterizam a região como parte de cinturões móveis policíclicos (cinturões móveis Alfenas e Costeiro).

Wernick e Artur (1983a, b), segundo um modelo de evolução policíclica de terrenos arqueanos, discriminaram como unidades lito-estratigráficas distintas os terrenos admitidos como gerados em diferentes eventos de retrabalhamento. Neste sentido, como unidades arqueanas originais, foram considerados o Complexo Barbacena e as seqüências tipo "greenstone belts", e como unidades intensamente transpostas no ciclo Transamazônico os Complexos Varginha-Guaxupé, Silvianópolis e Amparo, que se diferenciariam segundo o conteúdo litológico e o caráter do metamorfismo; como unidades pós-transamazônicas foram considerados o Complexo Machado, caracterizado por um dobramento isoclinal da foliação de transposição, e os Complexos Pinhal e Campos Gerais, ad

mitidos como produtos de intensas transformações, respectivamente, por processos migmatíticos sobre o Complexo Amparo e por processos cataclásticos sobre o Complexo Varginha-Guaxupé; os Grupos Araxá, Canastra, Itapira, e Andrelândia foram admitidos como seqüências proterozóicas de idade indefinida, e os Grupos Bambuí e São João del Rei, e as Formações Eleutério e Pouso Alegre foram atribuídas ao ciclo Brasiliano. Artur e Wernick (1984) reclassificaram estas unidades como Associações Originais (Complexos Barbacena e Pré-Guaxupé), Associações de Retrabalhamento do Proterozóico Inferior (Complexos Amparo, Silvianópolis, Guaxupé e Machado), Associações de Retrabalhamento do Proterozóico Superior (Complexo Campos Gerais e porção migmatítica do Grupo Pinhal) e Associações de Adição do Proterozóico Superior (granitóides do Grupo Pinhal).

No Mapa Geológico do Brasil na escala 1:2.500.000, (Fig. 2.16), Schobbenhaus et al. (1982) e Hasui et al. (1984, Texto Explicativo) admitiram o Complexo Silvianópolis como embasamento do Complexo Amparo e, também, a equivalência dos Grupos São João del Rei e Andrelândia. Hasui e Oliveira (1984) incluíram o Complexo Silvianópolis no Complexo Varginha e consideraram os Grupos São João del Rei e Andrelândia como uma faixa de dobramentos, denominada Faixa Alto Rio Grande e excluída da definição do Maciço do Guaxupé.

A correlação dos Grupos Itapira, Andrelândia e São João del Rei com os Grupos Setuva, Pré-Açungui e Pré-São Roque, a sudoeste, e com os Grupos Araxá e Canastra, a noroeste, foi admitida por Campos Neto (1985) que considerou, portanto, a região do Maciço do Guaxupé como a conexão entre os Cinturões Ribeira e Brasília. Segundo este autor, a organização estrutural final destas unidades teria se dado durante o ciclo Brasiliano. Como estruturas tectônicas principais, Campos Neto (op. cit.) descreveu a Faixa Blastomilonítica Juiz de Fora, que representaria o limite meridional do Cinturão Ribeira, e a Nappe Socorro-Guaxupé, caracterizada como uma extensa estrutura alóctone responsável pela justaposição de dois cinturões metamórficos distintos: um de mé

dia pressão, constituído pelos Grupos Itapira, Andrelândia e São João del Rei; e um outro de baixa pressão, representado pelas unidades granulito-migmatíticas dos Complexos Alfenas-Guaxupé e Cristina, pelas unidades granito-charnoquito-orto-migmatíticas dos Complexos Pinhal e Socorro, e pelas seqüências meta-vulcano-sedimentares intensamente migmatizadas dos Complexos Caconde e Piracaia, admitidas como equivalentes aos Grupos Itapira e Andrelândia.

CAPÍTULO 3

GEOLOGIA REGIONAL E LOCAL

3.1. COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA

A região sudoeste do Estado de Minas Gerais/leste do Estado de São Paulo ocupa um importante papel na articulação das faixas de dobramentos brasilianas do sudoeste do Brasil, pois constitui o limite entre os Cinturões Brasília e Ribeira, que estão orientados quase que perpendicularmente entre si.

Paralelamente aos estudos sistemáticos que vêm sendo realizados nessa região desde o início da década de 50, como foi descrito nos itens anteriores, diferentes sínteses tectônicas têm sido elaboradas. De um modo geral, os quadros estratigráficos admitidos nestas sínteses nem sempre são acompanhados das evidências necessárias para comprová-los, ou mesmo não se mostram em consonância com as relações litoestratigráficas estabelecidas nos diversos trabalhos de semi-detalhe e detalhe realizados na região (p. ex., equivalência estratigráfica dos Grupos São João del Rei e Andrelândia).

Com o objetivo de se definir uma compartimentação tectônica regional, procurar-se-á inicialmente caracterizar os limites tectono-estratigráficos principais, com base em relações litoestratigráficas que têm sido demonstradas em alguns trechos da região em foco e na análise das descontinuidades estruturais maiores aí presentes.

3.1.1. Limites Tectono-estratigráficos

Reconhecida inicialmente por Ebert (1956a, b,1957 e 1984a), a equivalência estratigráfica dos Grupos São João del Rei e Andrelândia tem sido demonstrada em detalhe, através de correlações litoestratigráficas e estruturais, por Ribeiro e Heilbron (1982), Trouw (1983), Trouw et al. (1983, 1984, 1986), Heilbron (1983, 1984), Valeriano (1985, 1986) e Noce (1987) (ver Capítulo 8).

A continuidade física das unidades do Grupo Andrelândia em direção ao Estado de São Paulo, sugerida pela primeira vez por Ebert (1968), foi recentemente admitida por Campos Neto e Vasconcellos (relatório FAPESP, 1986 - inédito), e será detalhadamente analisada, na região a norte de Ouro Fino, no presente trabalho (ver Capítulo 4).

No corredor entre Natércia (MG) e Amparo (SP), Campos Neto e Vasconcellos (op. cit.) e Vasconcellos (inédito; ver Capítulos 3 e 8) caracterizaram uma seqüência meta-vulcano-sedimentar litoestratigraficamente correlacionável ao Grupo Andrelândia, para a qual redefiniram o termo Grupo Itapira.

A discordância dos Grupos São João del Rei e Andrelândia com os Complexos Barbacena e correlatos, que foi evidenciada já nos trabalhos pioneiros de Ericksen (1929; ver perfis em Souza, 1943), tem sido demonstrada por diversos autores (Leonardos, 1940; Ebert, 1955b, 1956a, b, 1957a, b, 1984a; Cavalcante et al.,1979; Ribeiro, 1980, 1983; Paciullo, 1980, 1983; Trouw,1980; Trouw et al., 1980, 1983, 1984, 1986; Heilbron, 1983, 1984; Valeriano, 1986, 1987; Noce, 1987).

Por outro lado, a justaposição dos terrenos granulito-granito-migmatíticos das regiões de Elói Mendes-Guaxupé e Socorro-Paraisópolis com os terrenos de médio a baixo grau de metamorfismo dos Grupos Andrelândia e Itapira tem sido objeto de

intensas discussões. Foi associada originalmente a nappes ou falhamentos por Ebert (1955b, 1956a, 1957a e 1968); considerada como resultado de variações no grau de metamorfismo por Franco e Coutinho (1956), Ebert (1971 e 1984a), Wernick (1967b, 1976, 1978a, b), Wernick e Penalva (1974) e Fiori et al. (1978); e interpretada como uma relação embasamento/cobertura por diversos autores (e.g.: Fyfe e Leonardos, 1973; Almeida et al., 1976; Cavalcante et al., 1979; Fonseca et al., 1979; Hasui et al., 1981; Wernick e Artur, 1983a, b; Artur e Wernick, 1984 e 1986; Trouw, 1983; Juliani, 1983; Hasui e Oliveira, 1984).

Recentemente, Campos Neto e Basei (1983) e Campos Neto et al. (1984a, b) demonstraram, na região entre Amparo (SP) e Ouro Fino (MG), que os terrenos granulito-granito-migmatíticos foram tectonicamente sobrepostos aos Grupos Itapira e Andrelândia e seu embasamento, constituindo uma nappe de empurrão (Nappe Socorro) à qual se associou o desenvolvimento de uma espessa faixa blastomilonítica (Faixa Mostardas). O caráter alóctone regional destes terrenos de alto grau foi discutido por Campos Neto (1985), que caracterizou a ocorrência praticamente contínua da faixa blastomilonítica ao longo de todo o limite basal da estrutura, bem como assinalou o contraste entre o metamorfismo de baixa pressão dos terrenos internos à nappe e aquele de média pressão dos terrenos subjacentes. A natureza tectônica desta justaposição é também evidenciada pelo truncamento das isógradas metamórficas do Grupo Andrelândia na região de Varginha, como pode ser observado nos mapas metamórficos de Trouw (1983) e Trouw et al. (1984).

Com base nos dados acima expostos, podem ser definidos, na região sudoeste do Estado de Minas Gerais/leste do Estado de São Paulo, três domínios tectono-estratigráficos principais: (1) domínio dos terrenos de embasamento dos Grupos São João del Rei e Andrelândia - Borda de Retrabalhamento do Cráton do São Francisco; (2) domínio das seqüências meta-sedimentares e meta-vulcano-sedimentares dos Grupo São João del Rei, Andrelândia e Itapira - Faixa Alto Rio Grande; (3) domínio dos terrenos granulito-granito-migmatíticos de Elói Mendes-Guaxupé e Socorro Parai

sópolis - Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé (Fig. 3.1).

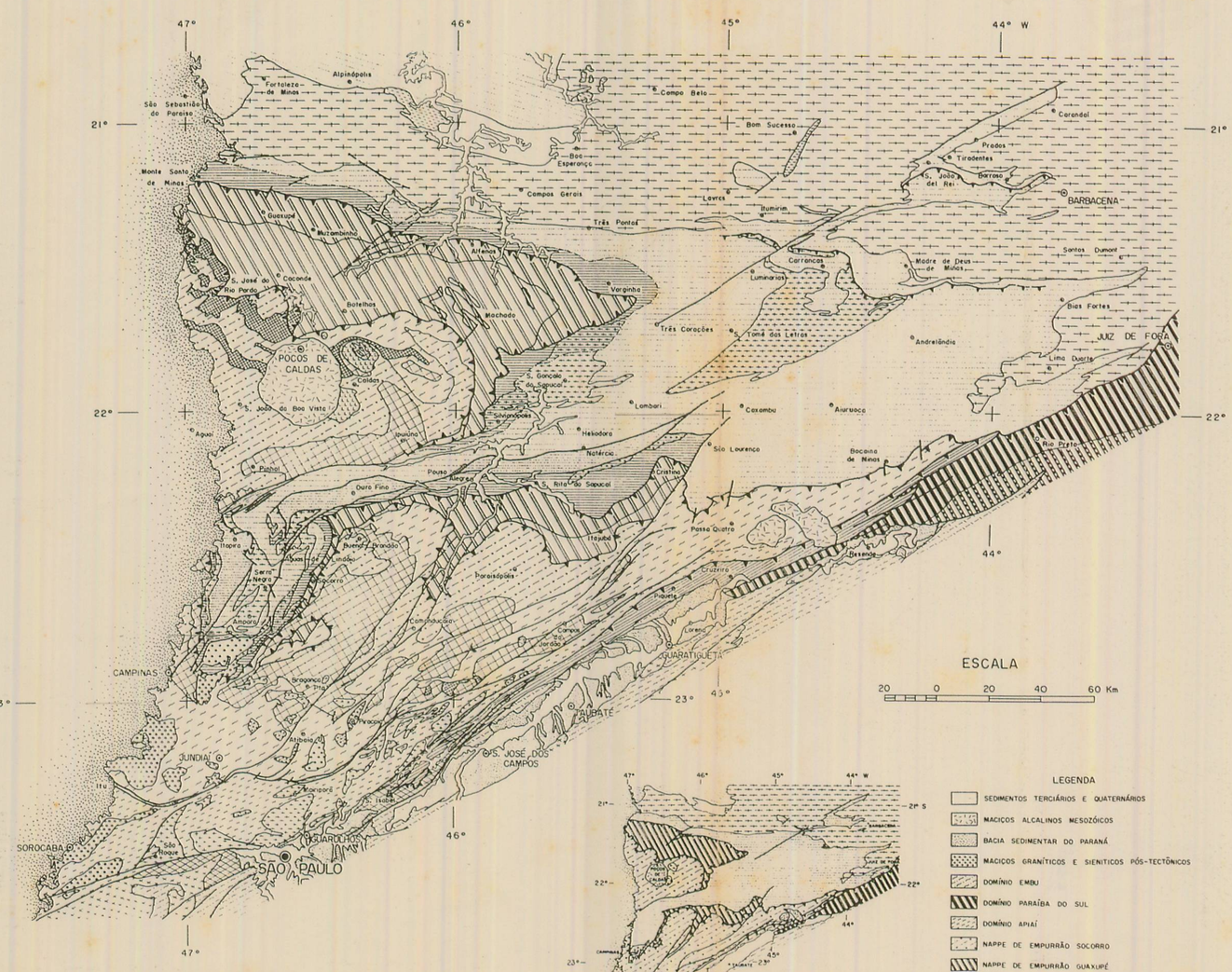
3.1.2. Borda de Retrabalhamento do Cráton do São Francisco

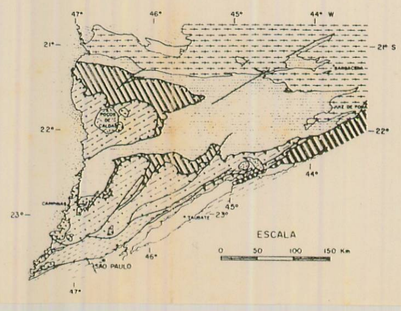
Representando a continuidade física do Cráton do São Francisco, este domínio é constituído por unidades granito-gnáissico-migmatíticas, de afinidades trondhjemíticas e características gerais de "gray gneiss terrain", e estreitas faixas de seqüências meta-vulcano-sedimentares do tipo "greenstone belts" (Seixas e Silva, 1976; Pires, 1977, 1978; Cavalcante et al., 1979; Fonseca et al., 1979). Referíveis em conjunto aos Complexos Barbacena e correlatos, estas unidades evidenciam, ao lado de idades arqueanas, intenso retrabalhamento isotópico durante o Ciclo Transamazônico (Delhal et al., 1969; Cordani et al., 1973; Teixeira, 1985; Delhal e Demaiffe, 1985).

Como unidades do Proterozóico Inferior são reconhecidas nessa região corpos de granitóides (Heilbron, 1984; Teixeira, 1985) e ocorrências esparsas do Supergrupo Minas (Serra de Bom Sucesso; Ebert, 1956b; Cavalcante et al., 1979; Fonseca et al., 1979; Moretzsohn e Soares Filho, 1983). Também provavelmente pertencentes a este ciclo são os sienito-gnaisses Serra do Matola.

As unidades acima evidenciam, de um modo geral, retrabalhamento tectono-metamórfico durante o Ciclo Brasiliano, registrado pelo rejuvenescimento do sistema isotópico K-Ar (Delhal et al., 1969; Cordani et al., 1973; Teixeira, 1985; Delhal e Demaiffe, 1985), bem como pelo desenvolvimento de zonas de cisalhamento e retrometamorfismo durante este evento (Almeida, 1977; Cavalcante et al., 1979; Trouw et al., 1986).

MAPA GEOLÓGICO E TECTÔNICO DO LESTE DO ESTADO DE SÃO PAULO E SUDOESTE DO ESTADO DE MINAS GERAIS





LEGENDA

- SEDIMENTOS TERCIÁRIOS E QUATERNÁRIOS
- MACIÇOS ALCALINOS MESOZÓICOS
- BACIA SEDIMENTAR DO PARANÁ
- MACIÇOS GRANÍTICOS E SIENÍTICOS PÓS-TECTÔNICOS
- DOMÍNIO EMBU
- DOMÍNIO PARAÍBA DO SUL
- DOMÍNIO APIAÍ
- NAPPE DE EMPURRÃO SOCORRO
- NAPPE DE EMPURRÃO GUAXUPÉ
- FAIXA ALTO RIO GRANDE
- FAIXA BRASÍLIA
- BORDA DE RETRABALHAMENTO DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO

LEGENDA

Terciário Quaternário

DEPÓSITOS ALUVIONARES

BACIAS SEDIMENTARES DE SÃO PAULO, TAUBATÉ E RESENDE

Paleozóico Mesozóico

MACIÇOS ALCALINOS

BACIA SEDIMENTAR DO PARANÁ

Proterozóico Superior - Eo-Cambriano

ZONAS LINEARES DE CISALHAMENTO

(ANFIBÓLIO)-PIROXÊNIO SIENITO A QUARTZO-SIENITO

BIOTITA GRANITOS RÓSEOS EQUIGRANULARES A PORFIRÍTICOS

(HORNBLENDA)-BIOTITA GRANITOS PORFIRÍTICOS

FORMAÇÕES ELEUTÉRIO, POUSO ALEGRE E PICO DE ITAPEVA

Meta-psefitos e meta-psamitos imaturos
(metamorfismo de grau incipiente a fraco)

Proterozóico Superior

DOMÍNIO EMBU

BIOTITA GRANITOS PORFIRÍTICOS A EQUIGRANULARES

FAIXA BLASTOMILONÍTICA SANTA ISABEL

(Hornblenda)-biotita blastomilonito granito-gnaisses porfiróides
Granada-sillimanita-biotita e/ou biotita blastomilonito gnaisses

BIOTITA MIGMATITOS ESTROMÁTICOS A NEBULÍTICOS

GRUPO EMBU

Sequência: meta-sedimentar e meta-vulcano-sedimentar
(metamorfismo de grau médio a forte)

DOMÍNIO PARAÍBA DO SUL

FAIXA BLASTOMILONÍTICA RIO PRETO

Granulitos bandados, charnoquito-gnaisses e quartzitos blastomiloníticos

Proterozóico Médio

Proterozóico Inferior

COMPLEXO JUIZ DE FORA

Granulitos bandados, charnoquito-gnaisses,
kinzigitos e quartzitos

Proterozóico Superior

DOMÍNIO APIAÍ

BIOTITA GRANITOS A GRANODIORITOS PORFIRÍTICOS

MUSCOVITA - BIOTITA GRANITOS EQUIGRANULARES

NAPPE DE EMPURRÃO SOCORRO

(PIROXÊNIO)-(ANFIBÓLIO)-BIOTITA MONZODIORITOS A MONZONITOS

GRANADA-BIOTITA GRANITOS

BIOTITA GRANITOS EQUIGRANULARES A PORFIRÍTICOS

BIOTITA MIGMATITOS ESTROMÁTICOS, OCELARES E NEBULÍTICOS

SUITE BRAGANÇA PAULISTA-IPIÚNA

(Hornblenda)-biotita granitos porfiríticos a quartzo-monzodioritos
e diorítos equigranulares

NAPPE DE EMPURRÃO GUAXUPÉ

Proterozóico Médio

BIOTITA GRANITO A GRANODIORITO-GNAISSES PORFIRÓIDES

GRUPO SÃO ROQUE

Seqüências meta-sedimentar e meta-vulcano-sedimentar
(metamorfismo de grau fraco a médio de média pressão)

SUITE SÃO JOSÉ DO RIO PARDO

Mongeritos, charnoquitos e hornblenda granitos

COMPLEXO PIRACAIA

Seqüências meta-sedimentar e meta-vulcano-sedimentar
(metamorfismo de grau forte a médio de baixa pressão)

Proterozóico Inferior

COMPLEXO CACONDE-CRISTINA

Granulitos bandados, charnoquito-gnaisses, migmatitos e granito-gnaisses
Gnaisses bandados, gnaisses quartzosos, migmatitos e granito-gnaisses
(metamorfismo de grau forte e fácies granulito de média a alta pressão)

BORDA DE RETRABALHAMENTO DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO

Proterozóico Superior

FAIXA ALTO RIO GRANDE

FAIXA BLASTOMILONÍTICA MOSTARDAS-VARGINHA

(Blastomilonito gnaisses bandados e biotita-granada blastomilonito gnaisses
Blastomilonito tonalito a granito gnaisses (Mostardas e Silvianópolis)
Blastomilonito quartzo-monzonito a monzodiorito gnaisses

FAIXA BRASÍLIA

GRUPO BAMBUÍ

Meta-psamitos, meta-psefitos e meta-pelitos carbonatados
(metamorfismo de grau fraco)

Proterozóico Médio

GRUPOS SÃO JOÃO DEL REI, ANDRELÂNDIA E ITAPIRA

Seqüência meta-sedimentar plataforma
Seqüências meta-sedimentar e meta-vulcano-sedimentar
Seqüência meta-vulcano-sedimentar
(metamorfismo de grau fraco a forte de média pressão)

GRUPOS CANASTRA E ARAXÁ INDIVISOS

Seqüências meta-sedimentar e meta-vulcano-sedimentar
(metamorfismo de grau fraco a forte de média pressão)

Arqueano Proterozóico Inferior

UNIDADES DE EMBASAMENTO

Tonalito a granodiorito gnaisses (Serra Negra e Serra do Jambeiro),
granito-gnaisses porfiróides (São Gonçalo do Sapucaí), migmatitos
(Amparo), seqüências meta-vulcano-sedimentares e gnaisses bandados
(Complexo Barbacena)

SUPERGRUPO MINAS

Itabiritos, quartzitos, quartzo xistos e xistos

COMPLEXO BARBACENA E CORRELATOS

Seqüências meta-vulcano-sedimentares tipo "greenstone belt", meta-
-gabros, tonalito a granito gnaisses, gnaisses bandados, migmatites,
blastomilonito gnaisses e charnoquitos

Figura 3.1. Mapa geológico e tectônico do leste do Estado de São Paulo e sudoeste do Estado de Minas Gerais, segundo A.C.B.C. Vasconcellos e M.C. Campos Neto (inédito).

A.C.B.C. VASCONCELLOS E M.C. CAMPOS NETO, 1988 - INÉDITO

3.1.3. Faixa Alto Rio Grande

A Faixa Alto Rio Grande, originalmente definida por Hasui e Oliveira (1984), é aqui considerada como o conjunto das seqüências meta-sedimentares e/ou meta-vulcano-sedimentares dos Grupos São João del Rei, Andrelândia e Itapira, que são litoestratigraficamente correlacionáveis, e caracterizam três domínios paleogeográficos distintos (ver Capítulo 8); compreende também os granito-gnaisses Taguar (ver Capítulo 5). As unidades mais antigas reconhecidas na Faixa Alto Rio Grande são representadas pelos núcleos de embasamento atribuíveis ao Complexo Barbacena, pelos granitóides gnáissicos das Suites Serra Negra e São Gonçalo do Sapucaí e pelos migmatitos Amparo (Fig. 3.1)

Esta faixa possui a forma aproximada de um "V" orientado EW e aberto para oeste (Fig. 3.1). Aflora em uma área de aproximadamente 22.500 km^2, desde a altura de Carandaí-Juiz de Fora, no sudoeste do Estado de Minas Gerais, até o limite oriental da Bacia do Paraná, no leste do Estado de São Paulo. A norte e a leste, com contatos ora tectônicos ora discordantes, é limitada pelos Complexos Barbacena e correlatos, e a sul e oeste encontra-se sobreposta tectonicamente pelos terrenos alóctones da Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé.

O referencial paleogeográfico, bem como a polaridade metamórfica e a vergência da Faixa Alto Rio Grande, se fazem com relação aos terrenos do Cráton do São Francisco. Estruturalmente organizadas em nappes de dobramento, suas unidades exibem metamorfismo dominantemente de médio a baixo grau, da série de média pressão, e encontram-se, junto ao limite com a Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé, intensamente afetadas pelo cisalhamento dúctil relacionado ao cavalgamento desta estrutura, definindo uma faixa blastomilonítica denominada Mostardas-Varginha.

Como será visto no Capítulo 7, os dados geocronológicos disponíveis para suas unidades demonstram o seu desenvolvimento durante o Proterozóico Médio e Superior.

3.1.4. Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé

Definida por Campos Neto (1985), a Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé representa uma estrutura alóctone, sobreposta à Faixa Alto Rio Grande, e constituída dominantemente por terrenos infracrustais, representados pelas unidades granulito-gnáissico-migmatíticas dos Complexos Caconde, Cristina e Piracaia, pelas unidades granito-charnoquíticas da Suite São José do Rio Pardo e pelas unidades ortomigmatito-graníticas dos Complexos Socorro e Pinhal.

Os terrenos engajados na Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé afloram em uma área aproximada de 27.500 km^2 e, ao longo do corredor São Gonçalo do Sapucaí-Amparo, são subdivididos pela Falha de Jacutinga em dois segmentos principais: um setentrional com forma geral de uma cunha orientada EW, com a concavidade voltada para oeste, e outro meridional, alongado e orientado EW (Fig. 3.1). A norte e a leste, seu limite é marcado pelo primeiro aparecimento de blastomilonitos desenvolvidos sobre as unidades da Faixa Alto Rio Grande (Faixa Blastomilonítica Mostardas-Varginha) ou espessas faixas miloníticas; a sul e sudeste, são limitados pelas Faixas Blastomiloníticas Santa Isabel e Rio Preto.

O metamorfismo, caracteristicamente de baixa pressão (com paragêneses a cordierita descritas localmente, em rochas metapelíticas), decresce de grau da base para o topo dessa estrutura alóctone, a grosso modo da facies granulito, a norte, à facies anfibolito média, no extremo sul (esta polaridade é inversa àquela descrita para a Faixa Alto Rio Grande). Suas unidades encontram-se, na porção basal, intensamente afetadas pelo cisalhamento dúctil associado à colocação da Nappe, que se desenvolveu inicialmente sob condições da facies granulito, evoluindo para a facies anfibolito alto a médio nos estágios finais.

O desenvolvimento da Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé se deu, como é sugerido pelos dados geocronológicos existen

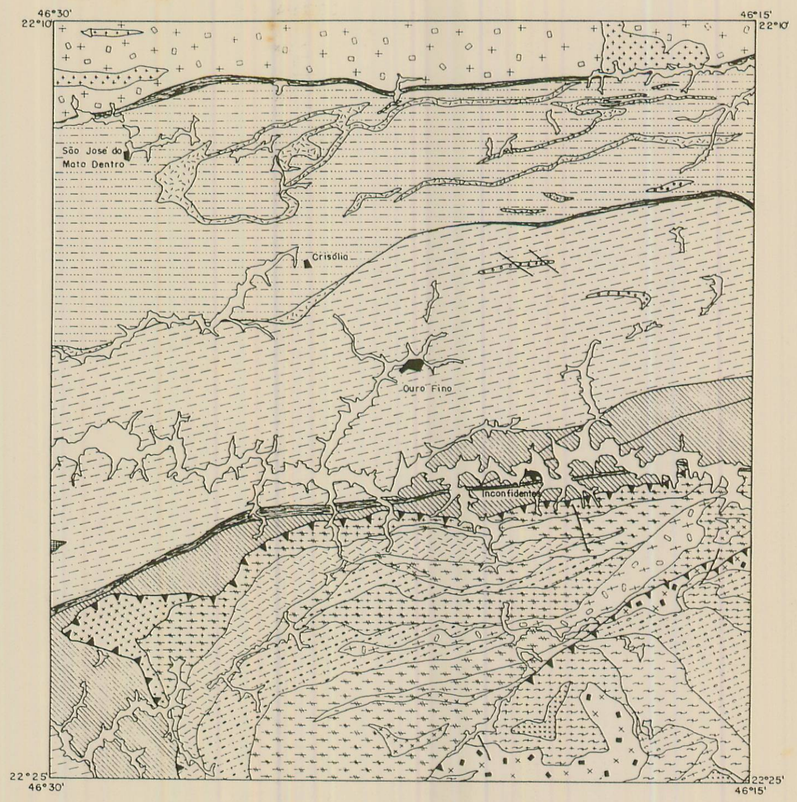
tes, durante o Ciclo Brasiliano (Campos Neto e Basei, 1983; Campos Neto et al., 1984a, b; Campos Neto, 1985; ver Capítulo 7).Ao Proterozóico Superior também está relacionada a maior parte dos maciços granitóides aí intrusivos, enquanto que suas unidades meta-sedimentares e/ou meta-vulcano-sedimentares correspondem como um todo ou em sua maior parte, a seqüências do Proterozóico Médio.

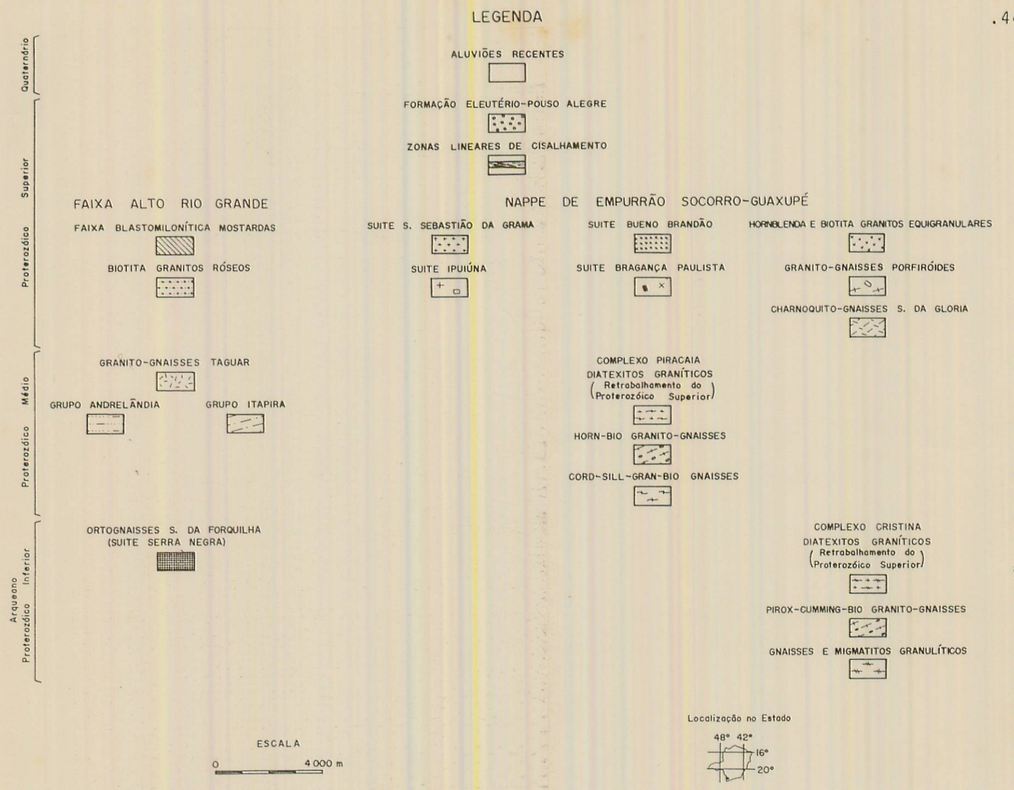
3.2. PANORAMA LITOESTRUTURAL DA REGIÃO DE OURO FINO

Na bibliografia existente sobre a geologia do sudoeste do Estado de Minas Gerais, os dados referentes à região de Ouro Fino propriamente dita, são esparsos e restringem-se aos trabalhos apresentados por Ebert (1968, 1971 e 1984a), Soares (1976), Wernick (1977) e Cavalcante et al. (1979), descritos no item 2.1.2. A despeito de parte destes estudos representarem mapeamentos da área na escala 1:50.000, apenas os limites aproximados entre os grandes conjuntos litológicos podem ser neles reconhecidos. Neste sentido, será descrito no presente item o panorama litoestrutural da região de Ouro Fino estabelecido a partir dos estudos que vêm sendo realizados pelo autor. Resultados preliminares destes estudos foram apresentados em Campos Neto et al. (1984b).

3.2.1. Grupos Andrelândia e Itapira

A faixa central da região de Ouro Fino, correspondendo ao núcleo de uma megaestrutura anticlinorial pós-xistosa (como já anteriormente assinalado por Ebert, 1968 e 1984b), é ocupada pelos terrenos da Faixa Alto Rio Grande, nos quais foram reconhecidas duas seqüências meta-vulcano-sedimentares litoestratigraficamente equivalentes (Fig. 3.2): a primeira, aflorando na metade setentrional, que se caracteriza pelo predomínio dos termos meta-sedimentares, tem um conjunto de corpos tabulares de





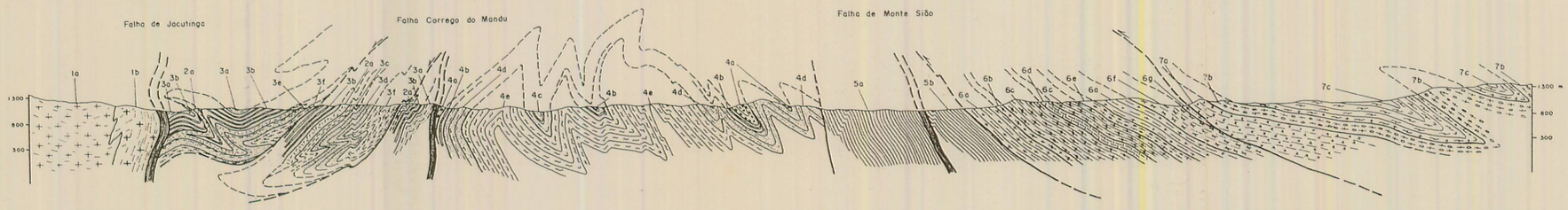


Figura 3.2. Mapa geológico simplificado da região de Ouro Fino e Inconfidentes.

1a- Biotita granito porfiróide hololeucocrático
1b- Hornblenda-biotita granito-gnaisse blastomilonítico e quartzo-diorito inequigranular

2a- (Ferrosalita)-biotita-ferrohastingsita granito-gnaisses

3a- (Muscovita)-biotita gnaisse quartzoso e muscovita quartzito arcosiano
3b- Hornblenda-biotita gnaisses bandados
3c- (Sillimanita)-(granada)-muscovita-biotita xistos quartzo-feldspáticos e/ou gnaisses granolepidoblásticos
3d- (Biotita) quartzito placoso e biotita meta-arcósio
3e- (Biotita) quartzito placoso sobreposto por (granada-sillimanita-quartzo-muscovita-biotita xisto feldspático
3f- (Hornblenda)-biotita gnaisses tonalíticos e graníticos com fino bandamento quartzo-feldspático

4a- (Hornblenda)-biotita gnaisse granítico ocelar
4b- Hornblenda-biotita gnaisses bandados
4c- (Muscovita)-biotita gnaisse quartzoso alternado com hornblenda-biotita gnaisses bandados
4d- Muscovita quartzitos arcosianos
4e- Granada-biotita-plagioclásio gnaisse granolepidoblástico

5a- (Granada)-biotita blastomilonito gnaisse com bandamento quartzo-feldspático
5b- Hornblenda-biotita blastomilonito-gnaisses bandados

6a- Granada granito e diatexitos graníticos (com granulitos, anfibolitos e gnaisses dioríticos associados) blastomilonítico
6b- (Hiperstênio)-hornblenda-biotita migmatito nebulítico com "schlolen" de anfibolito e gnaisse diorítico
6c- Granada-diopsídio-hiperstênio-biotita granulitos tonalíticos a graníticos e diopsídio-hiperstênio-hornblenda-biotita granulitos bandados
6d- Charnoquito-gnaisse hiperstênio sienito-gnaisse
6e- (Diopsídio)-(hiperstênio)-cummingtonita-hornblenda-biotita granito gnaisses porfiróides ou inequigranulares
6f- Biotita granito-gnaisse porfiróide hololeucocrático
6g- Diatexitos graníticos com enclaves de gnaisses bandados, gnaisses quartzosos e xistos

7a- Hornblenda-biotita granitos porfiróides ou inequigranulares (em parte gnaissificados)
7b- (Hornblenda)-biotita granito-gnaisses porfiróides ou inequigranulares
7c- Cordierita-granada-sillimanita-biotita gnaisse com leucossoma granítico estromático (junto aos contatos passam a nebulitos)

granitos intrusivos e gnaissificados intimamente associados e, como será descrito no próximo capítulo, corresponde à extensão ocidental do Grupo Andrelândia; a outra seqüência, atribuída ao Grupo Itapira por Campos Neto e Vasconcellos (relatório FAPESP, 1986 - inédito), admite um maior volume de termos de provável origem meta-vulcânica, caracterizando-se pelo predomínio de rochas gnáissicas. Essas duas seqüências estão organizadas em nappes de dobramento (D_2) (Fig. 3.2) e evidenciam condições metamórficas da facies anfibolito médio (rochas migmatizadas foram reconhecidas apenas na extremidade sudoeste do Grupo Itapira); suas litoestratigrafias, representadas de um modo geral nos perfis da figura 3.2, serão analisadas nos Capítulos 4 e 8.

3.2.2. Ortognaisses Serra da Forquilha

Na região estudada, uma terceira unidade litoestratigráfica reconhecida nos terrenos da Faixa Alto Rio Grande é representada pelos ortognaisses Serra da Forquilha, que foram mapeados em uma pequena área da porção ocidental do domínio do Grupo Itapira (Fig. 3.2). Compreendem dominantemente biotita tonalito-gnaisses cinza médio azulados, granoblásticos médios e em parte migmatizados com leucossoma trondhjemítico estromático. Em raros afloramentos ocorrem biotita-hornblenda quartzo diorito-gnaisses e biotita granito-gnaisses.

Esses ortognaisses representam a continuidade nordeste dos granitóides gnaissificados da região de Serra Negra e Águas de Lindóia que, como será discutido no Capítulo 7, representam provavelmente o embasamento do Grupo Andrelândia. As relações espaciais dos ortognaisses Serra da Forquilha com as unidades do Grupo Itapira serão descritas no item 5.2.1.2.

3.2.3. Faixa Blastomilonítica Mostardas

A sul do Grupo Itapira, com o qual são limitadas pela Falha de Monte Sião e suas ramificações setentrionais, ocorrem as unidades da Faixa Blastomilonítica Mostardas (Fig. 3.2). São constituídas dominantemente por blastomilonito-gnaisses bandados caracterizados pela alternância centimétrica a decimétrica de biotita gnaisse, hornblenda-biotita gnaisse, hornblenda gnaisse e anfibolitos; contêm freqüentes bandas centimétricas de biotita granito blastomilonítico com ou sem granada. Biotita-muscovita quartzitos feldspáticos e granada-biotita gnaisses tonalíticos, também blastomilonítico, são observados localmente. Na porção nordeste da Faixa predominam biotita gnaisses graníticos com bandas quartzo-feldspáticas e protomilonítico.

A foliação Sc da Faixa Blastomilonítica Mostardas corresponde a uma estrutura tectônica secundária desenvolvida sob condições metamórficas da facies anfibolito alto, como é atestado pela presença comum de leucossoma nas suas unidades (em um litotipo restrito ao extremo sudeste da Faixa foi observada a paragênese granada + biotita + hiperstênio + plagioclásio + quartzo). De um modo geral, os litotipos originais destes blastomilonitos podem ser prontamente comparados, em conjunto ou isoladamente, com aqueles das unidades da Faixa Alto Rio Grande.

3.2.4. Complexo Cristina e Charnoquito-Gnaisses Serra da Glória

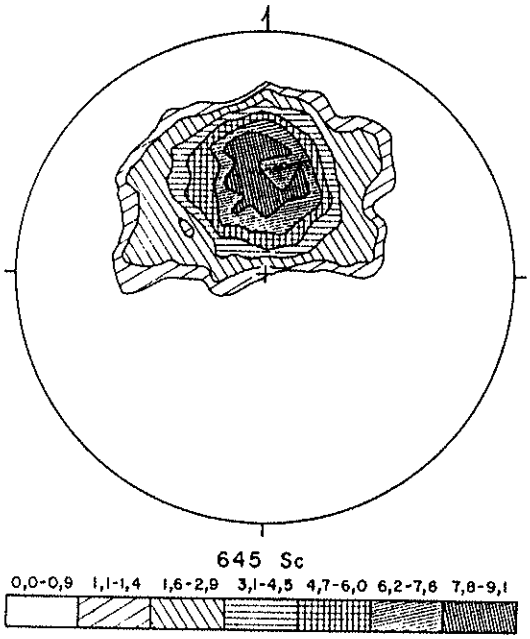
O limite entre a Faixa Blastomilonítica Mostardas e o Complexo Cristina, que ocorre a sul, representa um dos principais traços tectônicos reconhecidos na região de Ouro Fino. Corresponde à superfície de cavalgamento basal primária da Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé, responsável pela sobreposição de unidades charnoquito-migmatito-granulíticas aos terrenos metamórficos da facies anfibolito médio da Faixa Alto Rio Grande.

No campo esse limite é marcado, antes que por uma descontinuidade estrutural, pela brusca mudança na natureza das rochas blastomiloníticas, ou seja, pelas primeiras ocorrências de unidades granulíticas e/ou intensamente migmatíticas (em parte nebulíticas). Nestes blastomilonitos, o desenvolvimento inicial da foliação S_c sob condições da facies granulito é atestado pela ocorrência de hiperstênio recristalizado segundo S_c em meta-noritos blastomiloníticos, bem como pela fragmentação deste mineral sem desenvolvimento de reações retrometamórficas; na porção frontal da estrutura alóctone, uma evolução final da foliação S_c sob condições metamórficas da facies anfibolito alto é indicada pela transformação do hiperstênio em simplectitas de biotita marrom avermelhada e quartzo dispostas segundo S_c.

A intensa lineação de estiramento mineral L_c, observada na superfície da foliação S_c e disposta perpendicularmente à direção desta, deve corresponder, à direção do eixo "x" desta deformação desenvolvida em regime de cisalhamento dúctil (Ramsay, 1972, 1980, 1983). Neste sentido, a orientação preferencial da lineação L_c (Fig. 3.3), aliada ao caráter decrescente do metamorfismo de norte para sul nos terrenos da Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé, permitem indicar um sentido aproximado de N47W para o transporte desta nappe de infraestrutura, como já anteriormente caracterizado em outras áreas por Campos Neto e Basei (1983), Campos Neto et al. (1984a, b), Campos Neto (1985) e Campos Neto e Figueiredo (1985).

No Complexo Cristina podem ser caracterizados, segundo a natureza primária ou não da foliação principal S_c, dois conjuntos litoestruturais principais:

. no primeiro, onde a foliação S_c corresponde a uma estrutura tectônica secundária S_2, são reconhecidas as seguintes unidades: granada-hiperstênio-biotita gnaisses tonalíticos a graníticos, com intensa migmatização estromática, freqüentemente de cor verde ou cinza esverdeado, e contendo intercalações decamétricas de hiperstênio-diopsídio-hornblenda-biotita gnaisses bandados e, subordinadamente, de gnaisses cálcio-silicáticos, gnaisses quart



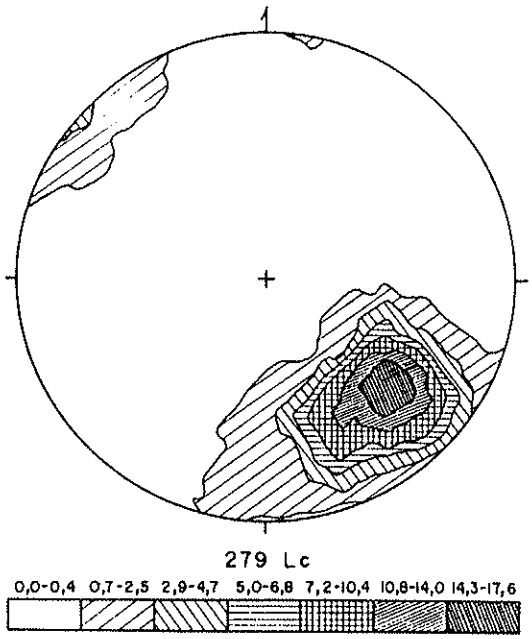


Figura 3.3. Diagramas de contornos para a foliação princial Sc (A) e para a lineação Lc (B) das unidades da Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé na região de Ouro Fino e Inconfidentes. A orientação preferencial da lineação Lc, aliada às características metamórficas dos terrenos da Nappe, indicam um sentido aproximado de N47W para o transporte tectônico (vide texto).

zosos, biotita-granada-sillimanita gnaisses e rochas meta-básicas (estas últimas em geral decimétricas a métricas); (hiperstênio)-(diopsídio)-hornblenda-biotita migmatitos estromáticos, graníticos, leucocráticos a hololeucocráticos, cinza-rosados ou esverdeados e contendo intercalações decimétricas a métricas de gnaisses dioríticos e rochas meta-básicas; (hiperstênio)-(diopsídio)-cummingtonita-hornblenda-biotita granito-gnaisses porfiróides ou inequigranulares, leucocráticos de cor cinza média acaramelada, com facies migmatíticos e freqüentes enclaves dioríticos e anfibolíticos.

. no segundo, onde a foliação S_c corresponde dominantemente a uma estrutura tectônica primária S_1, são reconhecidas duas unidades migmatito-graníticas: uma, frontal à estrutura da Nappe, é constituída principalmente por biotita-granada granitos blastomilonníticos, e a outra por biotita granitos equi a inequigranulares por vezes nebulíticos. Em ambas, podem localmente predominar diatexitos com freqüentes enclaves dos gnaisses das unidades do contexto litoestrutural anterior.

Os charnoquito-gnaisses Serra da Glória são individualizados, na área, como dois maciços intrusivos no Complexo Cristina (Fig. 3.2). Estruturalmente, são caracterizados pela natureza primária da foliação S_c. Podem ser distinguidas três fácies: uma com e outra sem granada e uma terceira em geral retrometamorfisada e representada por hornblenda granitóides. A composição nas três facies varia de hiperstênio sienito a charnoquito, predominando os hiperstênio quartzo sienitos. Enclaves alongados de anfibolito e diorito são localmente observados, bem como xenólitos de rochas metabásicas.

3.2.5. Complexos Piracaia e Socorro

No extremo sul da área estudada foi reconhecido, internamente aos terrenos da Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé, um

segundo importante cavalgamento que limita, de um modo geral, o Complexo Cristina dos Complexos Piracaia e Socorro (Fig. 3.2). No Complexo Piracaia, estruturalmente caracterizado por uma foliação principal S_2, são reconhecidas as duas seguintes unidades: cordierita-sillimanita-granada-biotita gnaisses granolepidoblásticos a granoblásticos, estromaticamente migmatizados e contendo intercalações métricas a decimétricas de gnaisses cálcio-silicáticos e granada-biotita gnaisses tonalíticos; (hornblenda)-biotita granito-gnaisses porfiróides ou inequigranulares leucocráticos de cor cinza claro (por vezes com tons acaramelados) e contendo enclaves de gnaisses dioríticos. Em parte intrusivos no Complexo Piracaia ocorrem as seguintes unidades atribuídas ao Complexo Socorro: hornblenda-biotita granito-granodioritos porfiróides ou inequigranulares, leucocráticos de cor cinza médio (Suite Bragança Paulista); biotita migmatitos nebulíticos (subordinadamente estromáticos), com freqüentes "schlieren" biotíticos, e hornblenda migmatitos diatexíticos estromáticos contendo enclaves de anfibolito e de gnaisses dioríticos (Suite Bueno Brandão). Todas as unidades do Complexo Socorro possuem uma foliação S_1 primária.

O contraste do regime de metamorfismo de baixa pressão do Complexo Piracaia (evidenciado pela ocorrência de cordierita nas rochas meta-pelíticas), com aquele de média a alta pressão do Complexo Cristina (evidenciado pela ocorrência de simplectitas de clinopiroxênio e espinélio em meta-piroxenitos), aliado à ausência de rochas da facies granulito nos Complexos Piracaia e Socorro, ressalta a importância do limite tectônico entre esses Complexos. Regionalmente, esta estrutura corresponde à continuidade do cavalgamento descrito por Campos Neto e Basei (1983) e Campos Neto et al. (1984a e b) na região setentrional da Folha de Bragança Paulista. Seu desenvolvimento final posterior à fase D_2 do Complexo Piracaia é atestado pelas paragêneses de suas rochas blastomiloníticas, que indicam condições metamórficas da facies anfibolito médio (anfibólio verde claro + biotita + feldspatos + quartzo) em contraste com as paragêneses da facies anfibolito alto (cordierita + sillimanita + granada + feldspato potássico) estáveis na foliação S_2.

A ocorrência de unidades atribuíveis ao Complexo Socorro (biotita migmatitos estromáticos graníticos e biotita granitos porfiróides hololeucocráticos) em meio ao Complexo Cristina, a semelhança macro e microscópica dos (hiperstênio)-(diopsídio)-cummingtonita-hornblenda-biotita granito-gnaisses desta unidade com os (hornblenda)-biotita granito-gnaisses do Complexo Piracaia, bem como a equivalência dos padrões de deformação dos Complexos Cristina e Piracaia, sugerem que estes dois complexos podem representar diferentes níveis crustais de uma mesma unidade estratigráfica.

3.2.6. Complexo Pinhal

O segmento setentrional da Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé está representado, na região estudada, exclusivamente pelos granitóides das Suites Ipuiúna e São Sebastião da Grama, ambas pertencentes ao Complexo Pinhal (Fig. 3.2). Na primeira foram reconhecidas cinco facies principais, a saber: biotita-hornblenda quartzo dioritos a granodioritos equi a inequigranulares leucocráticos cinzentos, hornblenda-biotita granitos (localmente granodioritos) porfiróides leucocráticos cinzentos, biotita granitos porfiróides hololeucocráticos róseos e biotita granitos inequigranulares a porfiróides leucocráticos cinza rosados. A Suite São Sebastião da Grama é constituída por biotita granitos equi a inequigranulares médios, leucocráticos cinza rosados a esbranquiçados e com aspecto nebulítico local conferido pelas variações no teor de máficos e na granulometria.

A natureza alóctone destas unidades de granitóides, descrita regionalmente por Campos Neto (1985), não pôde ser caracterizada na região de Ouro Fino, pois os terrenos da Nappe estão aí limitados com o Grupo Andrelândia pela Falha de Jacutinga. Por outro lado, pode-se ressaltar o caráter essencialmente planar da foliação S_C primária desses granitóides, em contraste com o caráter plano-linear descrito em outras áreas, sugerindo que a área

representa níveis superiores do edifício alóctone da Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé.

3.2.7. Formação Pouso Alegre e Eleutério

Pequenas ocorrências pontuais ou mapeáveis da Formação Pouso Alegre-Eleutério foram reconhecidas na região de Ouro Fino recobrindo discordantemente os Grupos Itapira e Andrelândia. (Fig. 3.2). São constituídas dominantemente por metarcósios e meta-arenitos arcosianos com os grãos de feldspatos parcial ou totalmente substituídos por sericita; também estão presentes magnetita-quartzo-sericita filitos, clorita-quartzo-sericita filitos e meta-arenitos conglomeráticos.

As características de orientação e metamorfismo da xistosidade S_1 desses meta-sedimentos permitiram correlacionar a fase D_1 da Formação Pouso Alegre-Eleutério com a primeira fase de dobramentos tardios reconhecida nos Grupos Andrelândia e Itapira (ver Capítulo 6).

CAPÍTULO 4

GRUPO ANDRELÂNDIA

4.1. LITOESTRATIGRAFIA

O Grupo Andrelândia está organizado, na região a norte de Ouro Fino, em quatro megaestruturas de dobramento, representadas pelas Nappes Anticlinais Serra do Matão e Ribeirão do Turvo, pela Nappe Sinclinal Ribeirão do Tamanduá e pelo Anticlinal Recumbente Caneleiras (Figs. 4.1 e 4.2; a caracterização detalhada dessas estruturas será apresentada no Capítulo 6).

Em conjunto, a espessura mínima aparente determinada para o Grupo Andrelândia na área é de aproximadamente 2.500 m, não tendo sido reconhecidos a base e o topo. Segundo as diferentes megaestruturas, sua coluna litoestratigráfica encontra-se distintamente representada principalmente no que diz respeito às unidades presentes (Figs. 4.1 e 4.2 e Anexo 2) e às espessuras das mesmas (Fig. 4.3).

Foram reconhecidas, nos trabalhos de campo, quatro seqüências principais (constituídas por uma ou mais unidades de mapeamento) no Grupo Andrelândia: as duas primeiras provavelmente correspondem a um ciclo transgressivo único, a terceira admite importante contribuição de rochas meta-vulcânicas básicas-intermediárias e a última representa principalmente um ciclo regressivo. No conceito de Unidades Litoestratigráficas do "International Stratigraphic Guide" (Hedenberg, 1976), tanto as seqüências como a maior parte das unidades de mapeamento correspondem à hierarquia de Formação.

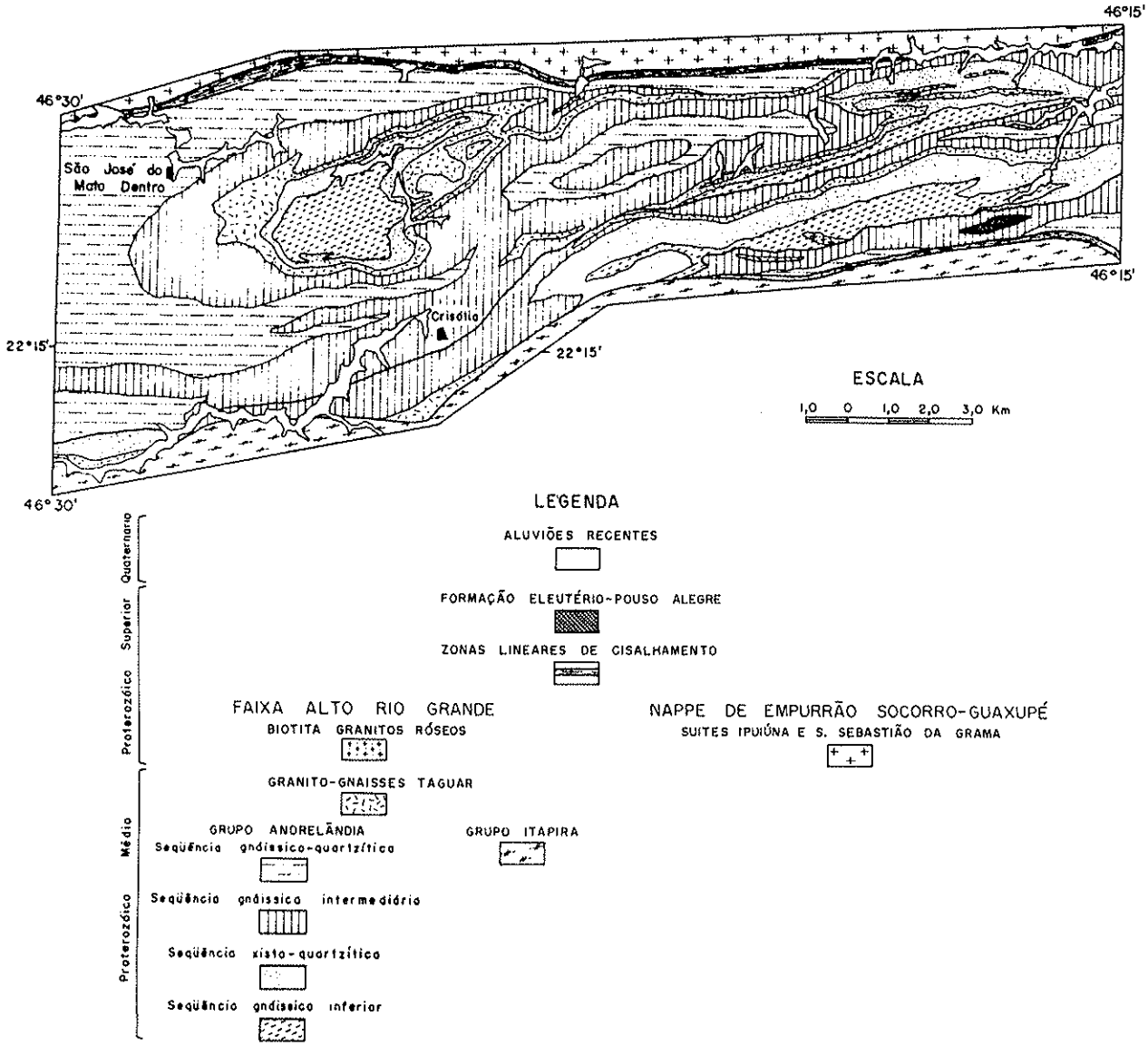


Figura 4.1. Mapa geológico simplificado da região a norte de Ouro Fino.

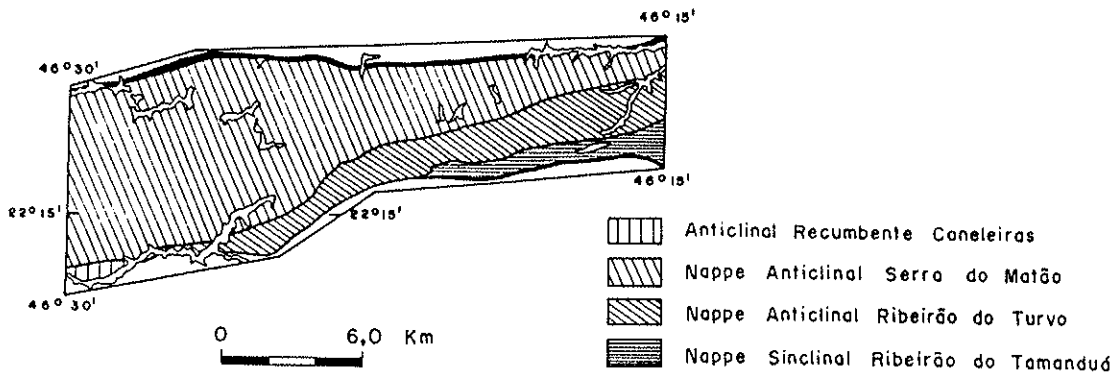
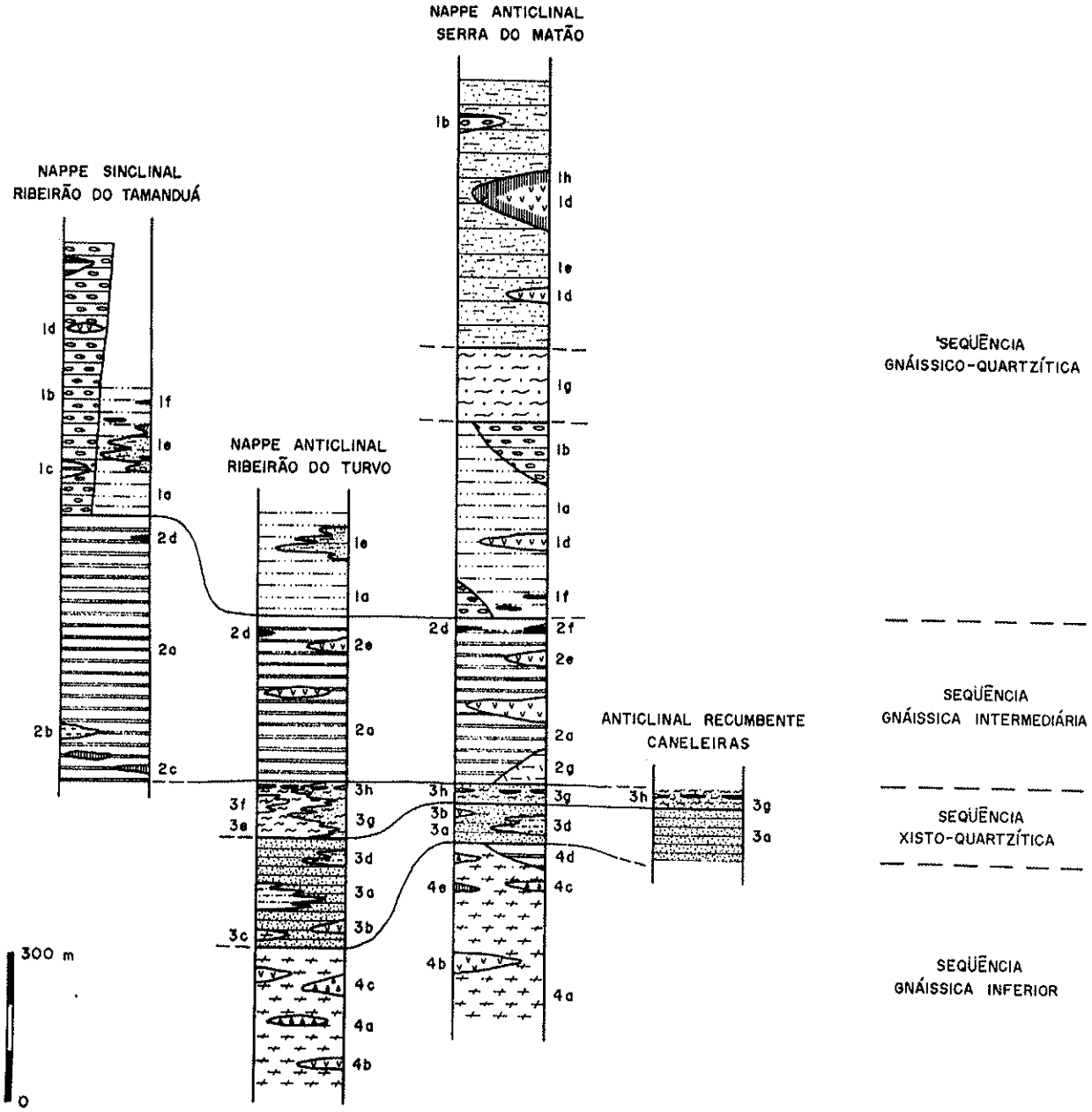


Figura 4.2. Compartimentação tectônica do Grupo Andrelândia na região de Ouro Fino.



1a- (muscovita)-biotita gnaisse quartzoso; 1b- hornblenda - biotita gnaisse granítico ocelar e/ou com bandamento quartzo-feldspático subcentimétrico; 1c- hornblenda-biotita gnaisses bandados; 1d- anfibolito; 1e- muscovita quartzito arcoseano; 1f- gondito; 1g- (granada)-sillimanita-biotita muscovita xisto ou quartzo xisto; 1h- hornblenda-clinopiroxênio gnaisse.

2a- hornblenda-biotita gnaisses bandados; 2b- (granada)-biotita gnaisse tonalítico; 2c- hornblenda-clinopiroxênio gnaisse; 2d- gondito; 2e- anfibolito; 2f- formação manganesífera bandada; 2g- biotita gnaisse homogêneo.

3a- biotita quartzito placoso; 3b- anfibolito; 3c- biotita gnaisse tonalítico com fino bandamento quartzo-feldspático; 3d- meta-arcósio; 3e- (sillimanita)-granada-plagioclásio-muscovita-biotita xisto/gnaisse; 3f- granada-biotita plagioclásio gnaisse granolepidoblástico; 3g- (granada)-(sillimanita)-muscovita-biotita xisto ou quartzo xisto a plagioclásio; 3h- hornblenda-clinopiroxênio cálcio-silicático.

4a- (hornblenda)-biotita gnaisses tonalíticos a graníticos com fino bandamento quartzo-feldspático; 4b- anfibolito; 4c- meta-básica e meta-ultrabásica; 4d- hornblenda-biotita gnaisses bandados; 4e- hornblenda-clinopiroxênio gnaisse.

Figura 4.3. Colunas litoestratigráficas do Grupo Andrelândia na região de Ouro Fino.

4.1.1. Seqüência Gnáissica Inferior

Representando a base reconhecida da coluna litoestratigráfica do Grupo Andrelândia na região, a seqüência gnáissica inferior ocorre no núcleo das Nappes Serra do Matão e Ribeirão do Turvo (Fig. 4.1), e foi individualizada como uma única unidade de mapeamento. É constituída dominantemente por biotita gnaisses tonalíticos e, caracteristicamente, contém várias intercalações de rochas meta-ultrabásicas.

A espessura mínima aparente determinada para esta seqüência é de 350 m, e seu contato superior representa, de um modo geral, um limite brusco com os quartzitos placosos da seqüência xisto-quartzítica (Fig. 4.3).

4.1.1.1. Unidade dos biotita gnaisses tonalíticos

Nas regiões de relevo mais acidentado, no domínio da Nappe Ribeirão do Turvo e na porção oriental da Nappe Serra do Matão, ocorrem as melhores exposições da unidade dos biotita gnaisses tonalíticos, representadas por blocos ou pequenas lajes em rocha fresca ou cortes em rocha alterada ao longo das estradas. Já na região a sudeste de São José do Mato Dentro, as esparsas exposições reconhecidas ocorrem ao longo das drenagens principais e cortes das pequenas estradas e caminhos.

O litotipo fundamental desta unidade é um biotita gnaisse cinza claro esbranquiçado, localmente rosado, leuco a hololeucocrático, com estrutura bandada definida pela alternância de bandas quartzo-feldspáticas de 0,5 a 3,0 cm com bandas milimétricas ricas em biotita; quando estas últimas bandas exibem pequena continuidade lateral a estrutura torna-se de aspecto mais listrado. A textura é granoblástica equigranular média ou, por vezes, inequigranular média a grossa (em geral nas bandas quartzo-felds-

páticas).

A composição dominante é tonalítica, sendo raros os termos onde o feldspato potássico está presente em quantidades significativas. Quartzo, oligoclásio, biotita verde-acastanhada e, subordinadamente, hornblenda verde escuro-castanha e microclínio são os constituintes principais. Como acessórios podem estar presentes apatita, titanita, zircão, epidoto, allanita (ocasionalmente com bordas de epidoto) e opacos; na amostra OF/780, magnetita subidiomórfica perfaz em torno de 2% da rocha. Biotita verde claro e/ou clorita ocorrem por vezes nas bordas de cristais de hornblenda e biotita primária. Sericita, carbonato e clinozoisita podem ocorrer como produtos secundários do plagioclásio.

As rochas meta-ultrabásicas, reconhecidas exclusivamente nesta unidade do Grupo Andrelândia, ocorrem como corpos concordantes e com espessura de até 10 metros. São representadas principalmente por talco-antofilita-tremolita xisto e clorita-talco-tremolita xisto com textura nematoblástica inequigranular média a grossa, comumente, contendo cristais prismáticos de tremolita com até 6 mm. Magnetita é o principal acessório e carbonato geralmente está presente como produto secundário.

Anfibolitos ocorrem como bancos ou "boudins" métricos em toda a coluna da unidade, e em proporções muito variadas. São rochas em geral homogêneas, de cor cinza média a escura e textura granoblástica ou nematoblástica equigranular média. A mineralogia principal é representada por hornblenda verde médio a verde escuro amarronzado e plagioclásio (andesina a labradorita); pequenas quantidades de quartzo e biotita podem também ser observadas.

Na região a sudeste de São José do Mato Dentro ocorre, no topo da unidade, um nível de aproximadamente 100 m de gnaisses bandados com anfibolitos associados. Os gnaisses são caracterizados pela alternância (observada principalmente no material alterado) de bandas centimétricas a decimétricas de biotita gnaisse, hornblenda-biotita gnaisse e hornblenda gnaisse.

4.1.2. Seqüência xisto-quartzítica

Nas Nappes Serra do Matão e Ribeirão do Turvo, a seqüência xisto-quartzítica ocorre, respectivamente, com espessuras médias de 125 m e 400 m, enquanto que no Anticlinal Caneleiras, onde constitui a única unidade do Grupo Andrelândia presente, a espessura mínima aparente reconhecida é de 180 m (Figs. 4.1 e 4.3).

Seu contato superior com a seqüência gnáissica intermediária encontra-se geralmente balizado pelos granito-gnaisses Taguar e, quando estes não estão presentes, representa um limite brusco. Como descrito no item anterior, seu limite basal também é de caráter geral brusco, embora ocasionalmente possa haver intercalações dos seus tipos litológicos com os da seqüência gnáissica inferior ao longo deste contato.

A base da seqüência xisto-quartzítica é constituída por uma unidade de quartzitos placosos que, em direção ao topo, transiciona para uma unidade de quartzo-biotita xistos feldspáticos. Estas duas unidades, embora individualizadas em mapa apenas no domínio da Nappe Ribeirão do Turvo, podem ser prontamente reconhecidas, no campo, em toda a área de exposição da seqüência.

4.1.2.1. Unidade dos quartzitos placosos

Na Nappe Ribeirão do Turvo, onde sustenta as principais elevações topográficas, a unidade dos quartzitos placosos possui espessura média aparente de 250 m, enquanto que na Nappe Serra do Matão e no Anticlinal Caneleiras sua espessura aparente é inferior a 100 m (Anexo 2 e Fig. 4.3). Suas exposições mais completas ocorrem ao longo das duas estradas que ligam Ouro Fino a Santa Rita de Caldas e nas imediações da Fazenda Santa Bárbara.

É constituída fundamentalmente por biotita quartzi-

tos bege-esbranquiçados, granoblásticos equigranulares finos a médios, e com conspícuo desplacamento subcentimétrico a centimétrico. Em geral são levemente arcosianos e podem exibir incipiente bandamento definido pela alternância de níveis ora mais, ora menos feldspáticos, ressaltados na alteração pelas diferentes tonalidades de vermelho-róseo; "ribbons" milimétricos de quartzo, lateralmente bastante contínuos, não são raros. Ao lado de quartzo, seus constituintes principais são biotita e feldspatos (plagioclásio e microclínio) que podem perfazer, respectivamente, 0,5 a 2,0% e 5 a 20% em volume. Como acessórios, aparecem zircão, apatita, opacos e granada, a última concentrada ao longo de finas bandas descontínuas. Clorita constitui produto secundário de biotita e sericita, carbonato e epidoto de plagioclásio.

Os biotita quartzitos exibem, em diversos afloramentos, uma nítida passagem gradacional para biotita metarcósios, que ocorrem como intercalações centimétricas a decimétricas ou chegam constituir o tipo litológico dominante. Os biotita metarcósios são bege acinzentados, granoblásticos médios a finos, finamente bandados e, localmente, contêm listras descontínuas ricas em biotita. Plagioclásio (oligoclásio) e microclínio, por vezes com formas arredondadas (clastos), quartzo e biotita são os constituintes principais; zircão, apatita, opacos e tittanita ocorrem como acessórios.

Anfibolitos e ocasionalmente gnaisses bandados (petrograficamente semelhantes aos da seqüência gnáissica intermediária; ver item 4.1.3.1) ocorrem como bancos métricos ou decimétricos intercalados principalmente nos metarcósios. Em torno de intercalações de anfibolitos foram observadas, em alguns afloramentos, finas bandas e/ou listras ocres (idênticas aos anfibolitos alterados) que diminuem em quantidade à medida que se afasta das intercalações; no ponto OF/85, esta diminuição na quantidade de bandas é acompanhada pelo surgimento de intercalações de biotita quartzitos placosos (Fig. 4.4). Por outro lado, próximo de uma possante intercalação decamétrica de anfibolitos e hornblenda - biotita gnaisses (Afl. OF/286) foram observadas no afloramento OF/287 intercalações, lenticulares ou em bancos, de material ocre (de alte

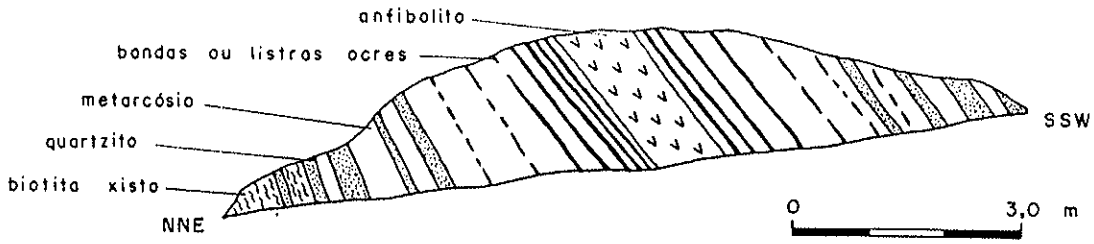


Figura 4.4. Ocorrência de finas bandas e listras ocres em torno de uma intercalação de anfibolito nos metarcósios da unidade dos quartzitos placosos. Observar a diminuição da quantidade das bandas e listras, acompanhada pelo surgimento e aumento das bandas de quartzitos, à medida que se afasta da intercalação de anfibolito. Afloramento OF/85.

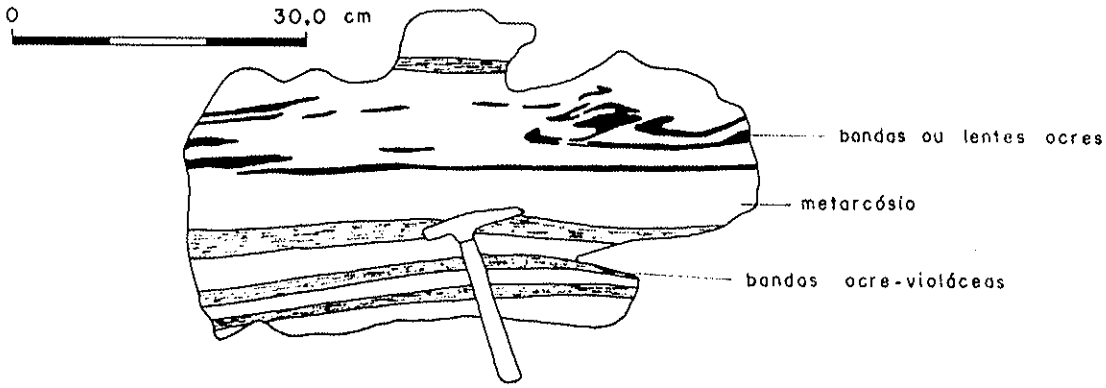


Figura 4.5. Metarcósios da unidade dos quartzitos placosos contendo intercalações lenticulares ou em bancos de material de cor de alteração ocre (semelhante à dos anfibolitos dos afloramentos adjacentes) bem individualizado ou constituindo uma mistura com os metarcósios. Afloramento OF/287.

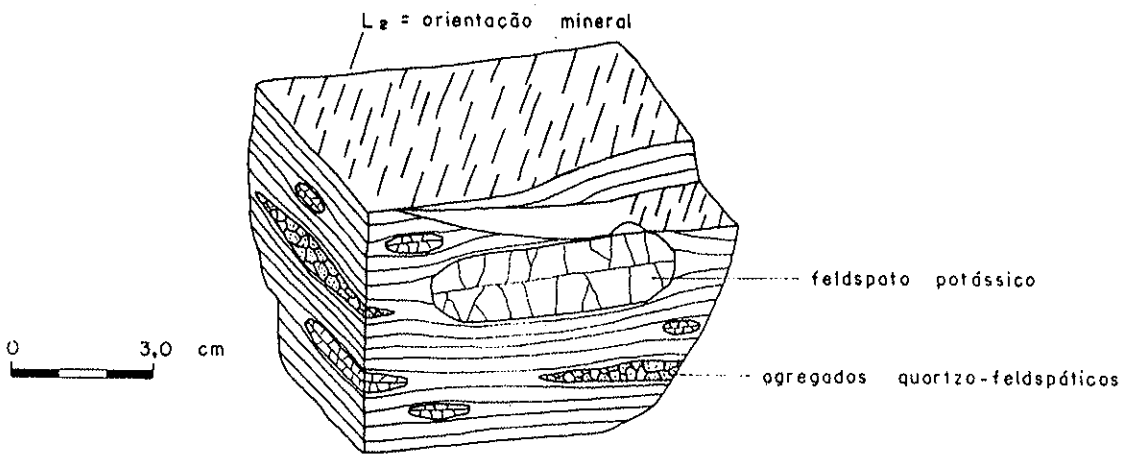


Figura 4.6. Hornblenda-biotita gnaisse ocelar com porfiroblastos subidionórficos de microclíneo, mostrando intenso fraturamento, e agregados ocelares quartzo-feldspáticos que, por vezes, conferem aspecto milonítico às rochas. Uma lineação de orientação mineral é definida pela biotita na superfície da foliação principal. Amostra OF/733.

ração semelhante à dos anfibolitos) bem individualizado ou constituindo uma mistura com os metarcósios (Fig. 4.5). Estas relações sugerem contribuições vulcânicas e tufáceas durante a sedimentação dessa unidade dos quartzitos placosos.

Nas imediações da Fazenda do Taguar (Afl. OF/1123) ocorre, junto ao contato desta unidade com a unidade dos biotita xistos quartzo-feldspáticos, um biotita gnaisse tonalítico cinza mesocrático, granoblástico fino a médio, contendo esparsas bandas milimétricas de quartzo recristalizado. Uma intercalação dos biotita gnaisses tonalíticos da seqüência gnáissica inferior ocorre nas proximidades da Fazenda do Inhame (Afl. OF/278).

4.1.2.2. Unidade dos biotita xistos quartzo-feldspáticos

Com espessura aparente média de 125 m na Nappe Ribeirão do Turvo, e inferior a 50 m na Nappe Serra do Matão e no Anticlinal Caneleiras (Anexo 2 e Fig. 4.3), a unidade dos biotita xistos quartzo-feldspáticos aparece, em toda sua área de afloramentos, como rochas semi-alteradas a alteradas.

No domínio da Nappe Ribeirão do Turvo, é constituída principalmente por um (granada)-plagioclásio-quartzo-biotita xisto feldspático médio, de textura lepidoblástica e com cor de alteração vermelha-rosada. Granada-plagioclásio-biotita gnaisse granolepidoblástico médio ocorre como intercalações ou mesmo constituindo o litotipo dominante dos afloramentos, e corresponde aos xistos com um volume maior de feldspatos; contém lentes e/ou olhos quartzo-feldspáticos centimétricos, granoblásticos médios, bem como intercalações decimétricas de (granada)-biotita gnaisse granoblástico médio e homogêneo. Junto ao contato com a unidade dos quartzitos placosos tornam-se comuns as intercalações de (granada)-sillimanita-muscovita-quartzo-biotita xistos ou quartzo xistos, ora mais ora menos feldspáticos e podendo conter níveis centimétricos de quartzitos. Na porção centro-oeste desta megaestru-

tura, a unidade passa lateralmente para uma facies, não individualizada em mapa, de muscovita-biotita quartzo xistos e quartzitos.

Nas duas outras megaestruturas onde esta unidade foi reconhecida seus micaxistos são de um modo geral mais pobres em feldspato, e não ocorrem os gnaisses granolepidoblásticos. Adicionalmente, há uma maior proporção de (granada)-sillimanita-muscovita-quartzo-biotita xistos e quartzo xistos.

Em todas as suas ocorrências, contudo, as mesmas características mineralógicas são reconhecidas, tanto para os micaxistos quanto para os gnaisses granolepidoblásticos. A biotita, sempre em maior volume que a muscovita, exibe intenso pleocroísmo castanho avermelhado - castanho claro; plagioclásio é o único feldspato presente e corresponde em geral a oligoclásio; a sillimanita, quando presente, ocorre como agregados de fibrolita ou como pequenos cristais bem formados e concentrados ao longo de níveis preferenciais; a granada ocorre em geral como esparsos porfiroblastos poiquilíticos (inclusões de quartzo, plagioclásio e biotita), e a estaurolita foi reconhecida em apenas uma amostra. Apatita, zircão e opacos são acessórios. Como produto secundário da biotita, ocorre clorita com inclusões lamelares de titanita microgranular; da alteração da sillimanita gera-se sericita, e do plagioclásio, sericita, carbonato e clinozoisita.

Como intercalações características do topo desta unidade em todas as suas áreas de ocorrência foram reconhecidos bancos ou lentes métricas de hornblenda-clinopiroxênio gnaisses calcio-silicáticos, granoblásticos médios ou médios a grossos, e em geral com estrutura bandada definida pela alternância de bandas verde acinzentado escuras, mais ricas em hornblenda, com bandas verde claras a verde médio, mais ricas em clinopiroxênio; termos homogêneos ou listrados são de ocorrência local e exibem predomínio do clinopiroxênio sobre a hornblenda. A composição modal destes gnaisses, como pode ser observado na Tab. 4.1, pode variar muito, principalmente no que diz respeito a quantidade de minerais máficos, quartzo e microclínio (quando este mineral está presente em

Tabela 4.1. Análises modais das unidades do Grupo Andrelândia na região a norte de Ouro Fino.

Mineralogia \ Nº de Campo	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
	1112A	714A	844A	780B	1129A	1112B	851	777	133	312	414	596	714B	722	825	1017A	1141A	483	169	609	837	731	733	758B	758C	758A	758D	112	753
Quartzo	33,3	23,3	29,6	26,6	27,6	0,8	32,3	74,2	31,4	11,4	11,9	7,5	54,9	33,0	0,3	18,7	15,1	7,2	26,0	44,7	14,5	27,3	18,4	-	-	0,8	31,7	-	70,9
Plagioclásio	27,6	66,9	56,5	34,8	33,3	48,0	28,9	3,0	22,8	39,8	52,1	31,3	28,5	33,8	44,8	40,1	34,6	49,6	63,6	41,7	60,2	41,3	33,2	26,1	32,9	43,1	-	45,2 / 26,6	8,3
Feldspato Potássico	32,4	-	0,3	15,3	5,7	-	-	20,6	40,8	12,0	13,5	-	-	-	22,4	10,1	12,3	Tr	-	9,7	7,2	18,5	38,5	-	-	-	-	-	-
Biotita	6,4	0,7	12,8	0,4	16,7	-	-	0,6	4,2	3,9	-	-	-	-	-	-	2,0	-	5,6	3,2	-	1,3	2,0	-	-	-	-	-	-
Hornblenda	-	7,3	-	14,6	12,3	46,6	13,2	-	-	-	10,1	-	3,7	12,2	Tr	20,1	-	34,8	0,3	-	6,9	3,2	1,1	61,6	58,4	45,6	32,1	15,8 / 1,2	-
Clinopiroxênio	-	-	-	-	-	-	6,0	-	-	21,1	9,1	47,9	9,4	15,3	27,8	7,3	27,4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	23,6	23,8 / 38,6	-
Tremolita/Actinolita	-	-	-	-	-	-	6,8	-	-	7,0	0,5	5,6	-	1,6	-	1,1	4,8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,5	-	-
Muscovita	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	19,6
Granada	-	-	-	-	-	-	-	0,6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Opacos (Óxido / Sulfeto)	Tr	Tr	0,3	4,0	0,8	2,0	0,6	0,6	0,2	- / 0,4	0,7	0,8	1,0	1,7	0,9	0,3	Tr	- / 5,0	Tr	-	-	Tr	0,1	3,7	1,5	Tr	-	4,0 / 3,0	1,2
Apatita	-	-	Tr	0,8	0,3	0,2	3,1	0,2	-	0,4	0,3	0,2	0,5	Tr	1,5	Tr	0,3	Tr	Tr	0,3	0,7	0,4	0,7	0,4	0,2	0,1	0,4	Tr	-
Titanita	Tr	Tr	0,3	2,4	0,7	0,4	6,5	Tr	0,2	1,3	1,4	3,9	1,9	2,4	2,3	1,2	1,5	1,2	Tr	Tr	0,7	1,6	0,3	3,2	1,6	3,2	1,1	2,2 / 2,0	-
Zircão	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	-	-	0,2	Tr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Tr	Tr	0,1	Tr	0,1	-	-	-	-	-	Tr
Allanita	0,1	Tr	-	0,1	-	0,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Tr	Tr	-	-	-	-	-	-
Epidoto	0,1	0,8	0,4	0,1	-	-	2,3	-	-	Tr	0,4	Tr	0,1	Tr	0,1	0,8	0,5	Tr	0,4	0,1	0,5	0,7	2,0	4,1	3,4	7,2	8,8	-	-
Clorita	Tr	0,4	-	0,7	1,7	0,6	0,3	Tr	-	Tr	-	-	-	-	-	0,3	0,4	1,6	0,3	0,1	9,3	4,9	2,0	-	2,0	-	-	5,6 / -	-
Sericita	-	Tr	-	-	0,3	0,4	-	Tr	0,4	-	-	-	-	-	-	-	0,4	-	-	Tr	Tr	0,4	0,3	-	-	-	-	-	-
Clinozoisita	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2,3	-	Tr	Tr	Tr	Tr	-	-	0,6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3,4 / 28,4	-
Carbonato	-	-	-	-	0,5	-	-	-	-	0,4	Tr	2,8	-	Tr	0,4	0,8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Stilpnomelano	-	-	-	0,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,1	1,2	0,8	-	Tr	-	-	-

Unidade dos biotita gnaisses tonalíticos: 01, 02, 03, 04, 05 -(hornblenda)-biotita gnaisse tonalítico a granítico com fino bandamento quartzo feldspático; 06 - anfibolito; 07 - clinopiroxênio gnaisse quartzoso

Unidade dos quartzitos placosos: 08 - biotita quartzito arcosiano; 09 - biotita meta-arcósio listrado

Unidade dos biotita xistos quartzo-feldspáticos: 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16, 17 - hornblenda-clinopiroxênio gnaisse cálcio-silicático

Unidade dos gnaisses bandados: 18 - quartzo anfibolito

Unidade dos biotita gnaisses quartzosos: 19, 20, 21 - (hornblenda)-biotita gnaisse tonalítico com bandamento quartzo feldspático subcentimétrico a centimétrico

Unidade dos hornblenda-biotita gnaisses ocelares: 22, 23 - hornblenda clinopiroxênio gnaisse ocelar e/ou com bandamento quartzo-feldspático subcentimétrico

Unidade dos anfibolitos com gnaisses cálcio-silicáticos: 24, 25, 26 - anfibolitos; 27 - hornblenda-clinopiroxênio gnaisse quartzoso; 28 - hornblenda-clinopiroxênio gnaisse

Unidade dos muscovita quartzitos: 29 - muscovita quartzito levemente arcosiano

quantidades apreciáveis a rocha adquire uma coloração rosada). Hornblenda verde escuro a médio, clinopiroxênio incolor (diopsídio), plagioclásio (labradorita - andesina), quartzo e microclínio são seus constituintes principais; em duas amostras (OF/312 e OF/1141), biotita com intenso pleocroismo castanho avermelhado - castanho claro ocorre como mineral máfico dominante em níveis lenticulares centimétricos. Os acessórios são titanita (que pode perfazer até 2% em volume), apatita, epidoto e opacos. Carbonato, quartzo e anfibólio incolor (tremolita / actinolita) ocorrem como produto secundário do clinopiroxênio, e sericita, carbonato e clinozoisita do plagioclásio; o carbonato pode também constituir agregados que atingem mais de 3 mm.

Outra intercalação típica do topo da unidade dos biotita xistos quartzo-feldspáticos, observada no afloramento OF/137, é representada por uma seqüência estratificada onde se alternam centimetricamente bandas de rochas cálcio-silicáticas, anfibolitos, quartzitos placosos e biotita metarcósios. Bancos ou "boudins" métricos de anfibolito cinza escuro granoblástico médio também ocorrem localmente nesta unidade.

4.1.3. Seqüência gnáissica-intermediária

Na região, a seqüência gnáissica intermediária constitui a unidade do Grupo Andrelândia que contém o maior volume de rochas meta-vulcânicas básico-intermediárias, representadas principalmente por gnaisses bandados e anfibolitos. Presente nas Nappes Serra do Matão, Ribeirão do Turvo e Ribeirão do Tamanduá, admite uma espessura média aparente de 325 m, exceto na Nappe Ribeirão do Tamanduá onde pode atingir mais de 500 m (Fig. 4.1 e 4.3).

Seu limite basal, com a seqüência xisto-quartzítica, é de um modo geral brusco e, como descrito no item anterior, encontra-se na sua maior parte balizado pelos granito gnaisses Taguar (Fig. 4.1 e Anexo 2). Por outro lado, intercalações entre seus

tipos litológicos e os da seqüência gnáissico-quartzítica podem ser observadas em diversas localidades ao longo do seu limite superior.

Constituída por diversos tipos litológicos, essa seqüência está representada por apenas uma unidade de mapeamento na região estudada e contém as primeiras ocorrências de mineralização de manganês da coluna litoestratigráfica do Grupo Andrelândia.

4.1.3.1. Unidade dos gnaisses bandados

Os melhores afloramentos da unidade dos gnaisses bandados ocorrem nas Nappes Serra do Matão e Ribeirão do Turvo e são representados, quase que exclusivamente, por cortes em rocha alterada ao longo das estradas e caminhos. Blocos e pequenas lajes de rocha fresca podem ocasionalmente ser observados nas encostas mais íngremes ou no leito das drenagens e são constituídos, dominantemente, por anfibolitos ou gnaisses graníticos.

Os gnaisses bandados, que representam os litotipos volumetricamente mais importantes nessa unidade, caracterizam-se por uma conspícua alternância de bandas centimétricas a decimétricas (localmente métricas) de biotita gnaisse, hornblenda-biotita gnaisse, biotita-hornblenda gnaisse e hornblenda gnaisse, que são ressaltados na alteração, respectivamente, pelas cores vermelha, vermelha-ocre, ocre-vermelha e ocre; as bandas de biotita gnaisse, de um modo geral, são mais abundantes. Estruturas finamente bandada e listrada podem ocorrer por vezes nos termos intermediários, sendo definidas pela concentração de um ou outro dos minerais máficos ou ainda pela presença de esparsas bandas quartzo-feldspáticas nos biotita gnaisses.

Dado o caráter sempre alterado dos afloramentos das rochas dessa unidade, só foram obtidas para análise petrográfica amostras de duas bandas (biotita gnaisse e hornblenda gnaisse),na

continuidade da Nappe Serra do Matão na Folha de Ipiúna. Um conjunto de amostras representativas de todos os litotipos presentes na unidade litoestratigraficamente equivalente do Grupo Itapira foi estudado para comparação. Dos biotita gnaisses para os hornblenda gnaisses existe uma variação de cor de cinza claro a escuro e de composição tonalítica a diorítica. São rochas granoblásticas médias, e ao lado de quartzo e plagioclásio (andesina a labradorita; o teor de An aumenta nos hornblenda gnaisses) contêm biotita castanha avermelhada (esverdeada nos termos contendo hornblenda) e hornblenda verde escuro-marrom como constituintes principais; microclínio pode ocorrer como inclusões no plagioclásio ou intersticialmente nos biotita gnaisses. Os acessórios são titanita, apatita, zircão, allanita e opacos (com predomínio de sulfetos - pirrotita, calcopirita e pirita - nos termos mais básicos e de óxidos - magnetita e ilmenita - nos termos mais diferenciados). Clorita é produto secundário de hornblenda e biotita (neste caso podendo ter inclusões lamelares de titanita microgranular), enquanto sericita, epidoto e carbonato provêm do plagioclásio.

Os anfibolitos, além de estarem presentes como bandas nos gnaisses, também ocorrem como possantes intercalações decamétricas. São rochas cinza escuras, homogêneas ou com esparsas bandas brancas quartzo-feldspáticas, e de textura granoblástica a nematoblástica equigranular média. Têm como constituintes principais hornblenda verde escuro-marrom, plagioclásio (labradorita-andesina), e pequenas quantidades de biotita verde-acastanhada e quartzo (este por vezes em proporções superiores a 5%). Como acessórios ocorrem apatita, titanita, epidoto, óxidos e sulfetos (pirrotita, pirita e calcopirita), estes ocasionalmente em quantidades superiores a 4%.

Um terceiro litotipo presente na unidade dos gnaisses bandados é representado por biotita gnaisse de cor de alteração vermelha clara a média, de aspecto geral homogêneo, mas com manchas quartzo-feldspáticas centimétricas de formas irregulares. Texturalmente, é granoblástico médio e localmente contêm teores elevados de biotita, adquirindo aspecto levemente xistoso. Repre

sentando aparentemente a mesma unidade litológica, foram observados biotita gnaisses (por vezes com hornblenda) graníticos a tonalíticos, leucocráticos cinza claro a esbranquiçados, e granoblásticos médios. Estruturalmente, podem ser homogêneos ou conter bandas quartzo-feldspáticas granoblásticas médias.

A norte da Capela de São João (Afl. OF/417) ocorre, associada aos gnaisses bandados, uma seqüência manganesífera bandada onde se alternam sistematicamente bandas milimétricas a centimétricas de quartzito contendo óxido de manganês e de material de cor de alteração ocre e aspecto caulinítico. Sua origem primária é atestada pela ocorrência de dobras D_2 afetando o conjunto. Em alguns afloramentos (OF/1110, OF/1190, OF/2164 e OF/2169), do topo desta unidade ocorrem blocos de material quartzoso contendo percolação de óxido de manganês.

Biotita gnaisses quartzosos e muscovita quartzitos, semelhantes aos da seqüência gnáissico-quartzítica, foram observados como intercalações locais métricas a decamétricas.

4.1.4. Seqüência gnáissico-quartzítica

Na Nappe Serra do Matão, onde se encontra representada de forma mais completa, a seqüência gnáissico-quartzítica atinge uma espessura aparente mínima de 1300 m, enquanto que nas Nappes Ribeirão do Turvo e Ribeirão do Tamanduá sua espessura aparente mínima é inferior a 700 m. (Fig. 4.1 e 4.3).

Seu contato basal, embora admita intercalações, com os litotipos da seqüência gnáissica intermediária, é bem definida pelas primeiras ocorrências de gnaisse quartzoso e/ou muscovita quartzito; por outro lado, seu limite superior é desconhecido na região.

Três das cinco unidades individualizadas nessa se

qüência caracterizam um ciclo regressivo com os termos quimicamente imaturos na base, ao passo que as outras duas (unidade dos anfibolitos com gnaisses cálcio-silicáticos e dos hornblenda-biotita gnaisses ocelares) provavelmente se relacionam a vulcanismo, respectivamente, básico e ácido. Nesta seqüência têm-se as principais ocorrências de mineralizações de manganês.

4.1.4.1. Unidade dos biotita gnaisses quartzosos

Representando a base da seqüência gnáissico-quartzítica nas Nappes Serra do Matão, Ribeirão do Turvo e em parte da Nappe Ribeirão do Tamanduá, a unidade dos biotita gnaisses quartzosos possui na primeira destas megaestruturas, onde seu topo é reconhecido, uma espessura média aparente de 410 m; nas duas outras megaestruturas foram determinadas espessuras aparentes superiores a 200 m. (Anexo 2 e Fig. 4.3). Seu limite superior com a unidade dos muscovita-quartzo-biotita xistos é gradacional, enquanto que com a unidade dos gnaisses bandados, e mais caracteristicamente com os hornblenda-biotita gnaisses ocelares, exibe contatos bruscos. A maioria de seus afloramentos ocorre em cortes em rocha alterada ao longo das estradas principais.

Esta unidade é constituída dominantemente por (muscovita)-biotita gnaisses quartzosos com bandamento definido pela alternância de bandas quartzo-feldspáticas, centimétricas a subcentimétricas e de cor de alteração rósea-esbranquiçada, com bandas mais ricas em quartzo e biotita, subcentimétricas e de cor de alteração vermelha-rosada. Localmente, mostra gradação para (biotita)-muscovita quartzitos, com ou sem bandamento, que podem constituir intercalações métricas possantes. São granoblásticos equigranulares médios, subordinadamente médios a grossos, e têm como constituintes principais quartzo, microclínio, oligoclásio, biotita e quantidades, em geral pequenas, de muscovita. Opacos, zircão e apatita ocorrem como acessórios.

Como intercalações métricas ou mesmo representando

o único litotipo presente nos afloramentos, foi reconhecido um (hornblenda)-biotita gnaisse tonalítico a granodiorítico leucocrático, cinza claro, granoblástico médio, com bandas brancas centimétricas quartzo-feldspáticas, médias e lateralmente bastante contínuas. Oligoclásio, microclínio, quartzo, biotita e, por vezes, hornblenda, são seus constituintes principais; como acessórios, ocorrem apatita, zircão, titanita, opacos e allanita.

Anfibolitos cinza médios a escuros, granoblásticos de granulação média, e biotita-quartzo xistos feldspáticos, lepidoblásticos médios, ocorrem ocasionalmente como intercalações métricas a decimétricas nessa unidade.

As principais mineralizações de manganês reconhecidas no Grupo Andrelândia na região estudada ocorrem nessa unidade (Afls. OF/1000, OF/1023, OF/1024, OF/1027, OF/2261, OF/2262) e são constituídas por material quartzoso rico em óxido de manganês, maciço ou com bandas descontínuas e irregulares, e por vezes com textura botrioidal; associam-se em geral a granada quartzitos. No afloramento OF/1001, o protominério corresponde a granada gnaisse contendo anfibólio ou piroxênio verde médio. Na região a norte de Caneleiras (Morro da Jacutinga) tem-se uma lavra desses minérios de manganês.

4.1.4.2. Unidade dos hornblenda-biotita gnaisses ocelares

Na metade oriental da porção mapeada da Nappe Ribeirão do Tamanduá, e em toda a continuidade desta megaestrutura na Folha Ipuiúna, a unidade dos hornblenda-biotita gnaisses ocelares define importante nível na base da seqüência gnáissico-quartzítica, com espessura aparente de mais de 500 m (Anexo 2, Fig. 4.3). A unidade foi também reconhecida na Nappe Serra do Matão, na base ou topo da unidade dos biotita gnaisses quartzosos, como duas pequenas ocorrências de forma lenticular e espessura aparente máxima de 125 m. Blocos, matacões e lajes de rocha fresca ou semi-fresca são muito freqüentes nas áreas de exposição desta unidade.

Seu litotipo principal corresponde a hornblenda-biotita gnaisses graníticos leucocráticos, cinza claros e tipicamente contendo porfiroblastos (porfiroclastos) ocelares e/ou subidiomórficos de feldspato potássico branco, com dimensões de 1 a 6 cm (Fig. 4.6); bandas quartzo-feldspáticas brancas subcentimétricas e lateralmente pouco contínuas quase sempre acompanham a estrutura ocelar, que também pode ser constituída por agregados quartzo-feldspáticos. São rochas granoblásticas inequigranulares médias a grossas ou, particularmente junto à Falha Córrego do Mandu, protomiloníticas a blastomiloníticas médias e de cor verde. Oligoclásio, microclínio, quartzo, biotita (marrom-castanho claro) e pequenas quantidades de hornblenda (verde-castanha) são seus constituintes principais. Granada (em quantidades inferiores a 1%), zircão, apatita, titanita, epidoto e allanita (em geral como agregados e contendo bordas de epidoto) ocorrem como acessórios. Biotita verde e clorita constituem produtos secundários de hornblenda e biotita, enquanto sericita, carbonato e clinozoisita derivam do plagioclásio.

Os contatos desta unidade com aquelas francamente metassedimentares da seqüência, são bem definidos e bruscos; as intercalações nela presentes limitam-se a bancos decimétricos a métricos de anfibolitos e de gnaisses bandados petrograficamente idênticos àqueles da seqüência gnáissica intermediária.

4.1.4.3. Unidade dos muscovita-quartzo-biotita xistos

Presente apenas no domínio da Nappe Serra do Matão, a unidade dos muscovita-quartzo-biotita xistos ocorre no topo da unidade dos gnaisses quartzosos, é sobreposta pela unidade dos muscovita quartzitos, e exibe intercalações com os litotipos das mesmas ao longo de seus contatos. Sua espessura aparente média é de 160 m (=Anexo 2 e Fig. 4.3).

O litotipo dominante aflora como rocha alterada de cor vermelha a vermelha-rosada e/ou amarelada. São xistos

lepidoblásticos médios e podem conter, além de quartzo, muscovita e biotita, granada e sillimanita. Termos feldspáticos não são raros e possuem textura granolepidoblástica média.

Quartzo xistos e biotita gnaisses granoblásticos médios e homogêneos podem estar presentes como intercalações desde centimétricas a métricas.

4.1.4.4. Unidade dos muscovita quartzitos

Presente unicamente na Nappe Serra do Matão, a unidade dos muscovita quartzitos constitui, na região, o nível superior reconhecido na coluna litoestratigráfica do Grupo Andrelândia (Anexo 2, Fig. 4.3). A partir do seu contato basal, que se caracteriza como um limite transicional pela intercalação dos seus litotipos com os da unidade dos muscovita-quartzo-biotita xistos, pôde-se determinar uma espessura mínima aparente de 750 m, até seu truncamento pelos milonitos da Falha de Jacutinga.

Sua área de exposição é marcada pelo forte alinhamento das drenagens secundárias, e seus afloramentos em rocha fresca limitam-se aos blocos e cortes de estradas ao longo de barras quartzíticas mais puras.

É constituída essencialmente por muscovita quartzitos, em geral placosos e levemente arcosianos; um bandamento centimétrico definido pela ocorrência de bandas mais feldspáticas pode localmente estar presente e lhe conferir um aspecto gnáissico. São rochas de cor bege-esbranquiçada, granoblásticas equigranulares médias, por vezes médias a grossas, e podem exibir, junto à Falha de Jacutinga, texturas protomiloníticas a miloníticas. Ao lado de quartzo e muscovita, microclínio e plagioclásio são seus constituintes principais. Zircão, apatita e opacos estão geralmente presentes como acessórios e sericita como produto secundário.

Anfibolitos e quartzo micaxistos ocorrem ocasional-

mente como intercalações métricas e, a norte de São José do Mato Dentro aparece uma intercalação decamétrica de hornblenda-biotita gnaisse granítico ocelar associado a gnaisses bandados.

4.1.4.5. Unidade dos anfibolitos com gnaisses cálcio-silicáticos

A unidade dos anfibolitos com gnaisses cálcio-silicáticos, reconhecida a leste de São José do Mato Dentro, constitui uma intercalação lenticular nos muscovita quartzitos, com 2.500 m de extensão, e espessura aparente máxima de 110 m (Anexo 2 e Fig. 4.3). A maioria de seus afloramentos é formada por blocos e matacões de rocha semi-fresca ou fresca.

Seus litotipos dominantes são anfibolitos que exibem variação desde termos mesocráticos, cinza médios e homogêneos, até termos melanocráticos a ultramáficos, cinza escuros a pretos e em geral com estrutura listrada. São rochas granoblásticas a nematoblásticas equi a inequigranulares médias e, não raramente, exibem foliação protomilonítica. Os minerais principais são hornblenda verde médio a verde claro, plagioclásio (andesina), pequenas quantidades de quartzo e epidoto; o último mineral pode ocorrer na matriz ou preenchendo fraturas milimétricas. Titanita e apatita são acessórios, e clorita, sericita e carbonato podem ocorrer como produtos secundários.

Os gnaisses cálcio-silicáticos estão presentes dominantemente nas bordas da intercalação e caracterizam-se pela alternância subcentimétrica de bandas cinza-esverdeadas claras, constituídas por plagioclásio e clinopiroxênio, com bandas cinza escuro constituídas por hornblenda e plagioclásio. O quartzo pode estar presente em ambas as bandas, e o plagioclásio tem composição na faixa labradorita-andesina. A textura é granoblástica equigranular média e os acessórios são titanita, apatita, epidoto, talco e opacos; estes últimos podem atingir proporções de até 6% e são representados, em ordem de abundância, por pirrotita, calcopirita e pirita. Sericita, carbonato e clinozoisita podem ocorrer como

produtos secundários do plagioclásio.

4.2. CORRELAÇÃO LITOESTRATIGRÁFICA COM A REGIÃO DE ANDRELÂNDIA E ADJACENTES E POLARIDADE ESTRATIGRÁFICA

Como assinalado no capítulo anterior, as unidades mapeadas na região a norte de Ouro Fino foram reconhecidas continuamente até a sudoeste de Lambari por Campos Neto e Vasconcellos (relatório FAPESP, 1986 - inédito). Nas Folhas de Ipuiúna e Pouso Alegre, elas estão representadas principalmente pelas seqüências gnáissica intermediária e gnáissico-quartzítica das Nappes Serra do Matão e Ribeirão do Tamanduá. Já nas Folhas de Heliodora e Cristina, também estão presentes as seqüências gnáissica inferior e xisto-quartzítica, a segunda representando a continuidade ocidental dos quartzitos placosos e dos (sillimanita)-granada-muscovita-biotita xistos ou gnaisses da Serra de São Tomé das Letras e da região a norte de Caxambu, considerados por praticamente todos os autores como pertencentes ao Grupo Andrelândia (Ebert, 1956b, 1968, 1984a; Cavalcante et al., 1979; Fonseca et al., 1979; Ribeiro e Heilbron, 1982; Trouw, 1983; Trouw et al., 1983, 1984, 1986).

Paralelamente ao reconhecimento dessa continuidade física, a correlação litoestratigráfica da seqüência meta-vulcano-sedimentar descrita nos itens anteriores com o Grupo Andrelândia pode ser prontamente estabelecida comparando-se as colunas litoestratigráficas apresentadas para a região a norte de Ouro Fino (Fig. 4.3) com aquelas descritas para as áreas de Heliodora, Aiuruoca e Santo Antonio do Porto-Santana do Garambéu (estas nas imediações da área tipo do Grupo Andrelândia), respectivamente por Campos Neto e Vasconcellos (op. cit.), Valeriano (1983) e Gonçalves (1986) (Fig. 4.7). Ao lado do empilhamento litoestratigráfico idêntico, deve-se ressaltar a ocorrência de alguns tipos litológicos característicos nos mesmos níveis estratigráficos em todas as áreas, como por exemplo: intercalações de meta-ultrabásicas essencialmente na seqüência gnáissica inferior, intercalações de ro

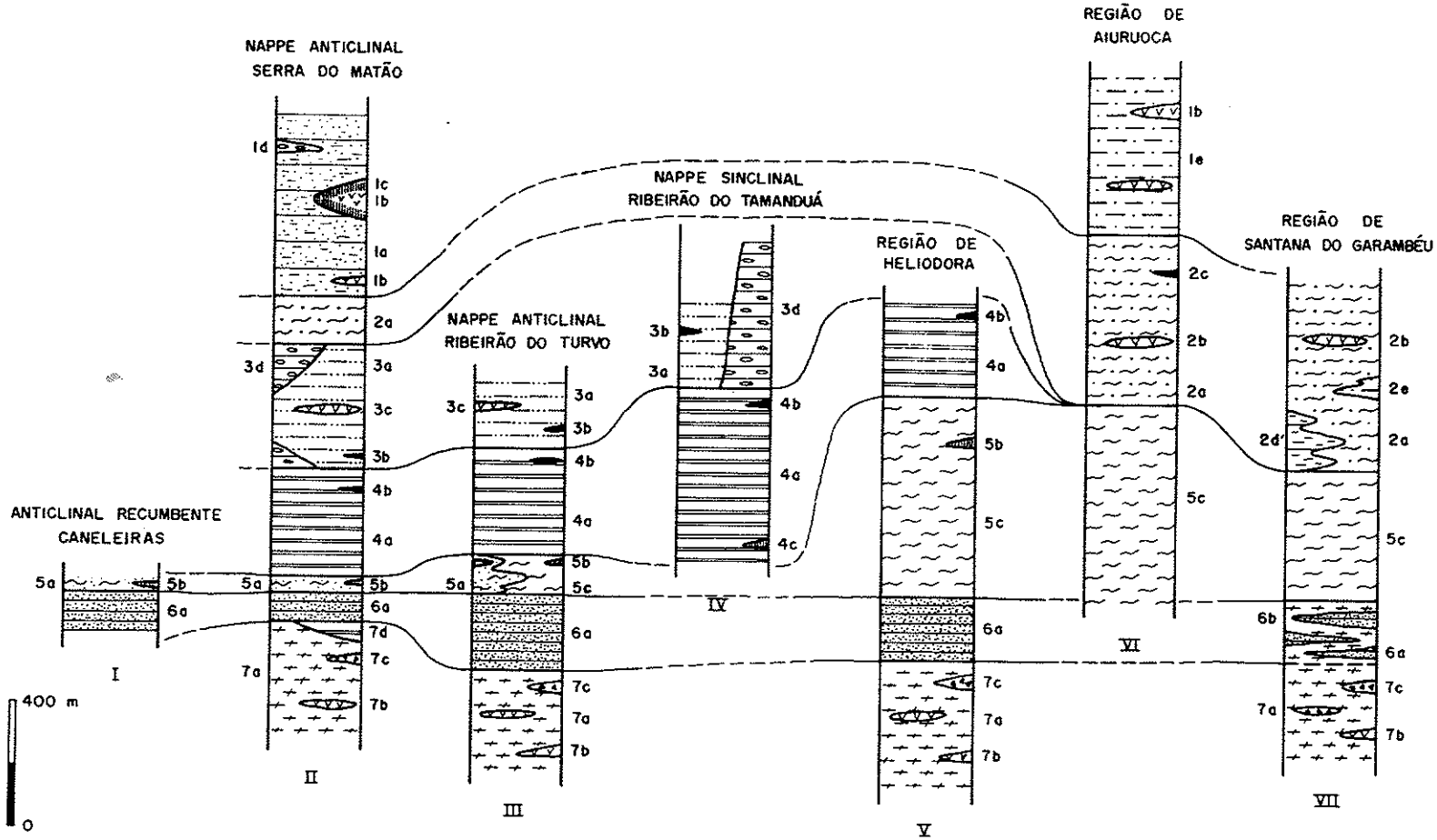


Figura 4.7. Correlação das colunas litoestratigráficas do Grupo Andrelândia da região de Ouro Fino com as da região de Andrelândia e adjacentes. A partir de: I, II, III, IV, V - este trabalho; VI - Valeriano (1983); VII - Gonçalves (1986).

1a- muscovita quartzito ± arcoseano; 1b- anfibolito; 1c- hornblenda-clinopiroxênio gnaisse; 1d- hornblenda-biotita gnaisse granítico ocelar e/ou com bandamento quartzo-feldspático subcentimétrico; 1e- (granada)-muscovita-biotita gnaisse com bandamento quartzo-feldspático centimétrico.

2a- (cianita)-(sillimanita)-granada-biotita-muscovita xisto ou quartzo xisto feldspáticos; 2b- anfibolito; 2c- gondito; 2d- muscovita quartzito; 2e- muscovita-biotita gnaisse com bandamento quartzo-feldspático centimétrico.

3a- (muscovita)-biotita gnaisse quartzoso; 3b- gondito; 3c- anfibolito; 3d- hornblenda-biotita gnaisse granítico ocelar e/ou com bandamento quartzo-feldspático subcentimétrico.

4a- hornblenda-biotita gnaisses bandados com intercalações de anfibolito e quartzito; 4b- gondito; 4c- hornblenda-clinopiroxênio gnaisse.

5a- sillimanita-granada-muscovita-biotita xisto ou quartzo xisto feldspáticos; 5b- hornblenda-clinopiroxênio gnaisse cálcio-silicático; 5c- (cianita)-(sillimanita)-granada-plagioclásio-muscovita-biotita gnaisse/xisto.

6a- quartzitos placosos puro, micácio ou arcoseano; 6b- biotita gnaisse com fino bandamento quartzo-feldspático.

7a- (hornblenda)-(biotita)-gnaisse com fino bandamento quartzo-feldspático; 7b- anfibolito; 7c- meta-básica e meta-ultrabásica; 7d- hornblenda-biotita gnaisses bandados.

chas cálcio-silicáticas no topo da unidade dos (sillimanita)-granada-plagioclásio-muscovita-biotita xistos ou gnaisses; a maior abundância dos anfibolitos na unidade sobreposta à seqüência xisto-quartzítica; e a ocorrência de gonditos exclusivamente nas unidades superiores.

Essa correlação litoestratigráfica com o Grupo Andrelândia permite, adicionalmente, caracterizar a polaridade estratigráfica na área mapeada, pois na região de Santo Antonio do Porto-Santana do Garambéu este Grupo encontra-se em contato direto com o embasamento. Neste sentido, com exceção do domínio da Nappe Sinclinal Ribeirão do Tamanduá, reconhece-se uma polaridade normal para o Grupo Andrelândia na região a norte de Ouro Fino.

CAPÍTULO 5

GRANITO - GNAISSES TAGUAR

Durante o presente estudo foi reconhecida, na região a norte de Ouro Fino, uma unidade de granito-gnaisses intimamente associada ao Grupo Andrelândia. Sua natureza ortognáissica é atestada, como será visto, pelo seu caráter intrusivo na seqüência meta-vulcano-sedimentar, bem como pelas suas características mineralógicas e texturais. A denominação informal da unidade (granito-gnaisses Taguar) advém da designação local da região a sudeste do Distrito de São José do Mato Dentro, onde ocorrem suas melhores exposições.

5.1. FORMA DE OCORRÊNCIA E RELAÇÕES DE CONTATO

Os granito-gnaisses Taguar, presentes nas quatro megaestruturas do Grupo Andrelândia, têm suas áreas de afloramento caracterizadas, no campo, pela ocorrência de uma grande quantidade de blocos e matacões, que são praticamente ausentes nos terrenos do Grupo Andrelândia.

Na Nappe Ribeirão do Tamanduá, os granito-gnaisses estão representados por um pequeno corpo concordante em meio à seqüência gnáissica intermediária, ao passo que nas Nappes Serra do Matão e Ribeirão do Turvo e no Anticlinal Caneleiras ocorrem por grandes extensões com uma espessura média aparente de 110 m (Figs. 4.1 e Anexos 2 e 3). Nestas três últimas megaestruturas, posicionam-se preferencialmente no limite entre as seqüências xisto-quartzítica e gnáissica intermediária; na porção centro-norte da Nappe Serra do Matão, contudo, os granito-gnaisses truncam, a partir des

ta posição, toda a seqüência gnáissica intermediária e passam a balizar o contato desta com a seqüência gnáissico-quartzítica sobreposta (Fig. 4.1 e perfis DD', EE' e FF' do Anexo 3). Outros truncamentos menores podem ser observados na porção ocidental desta estrutura (Anexo 2 e perfis AA', BB', CC' e DD' do Anexo 3), bem como na região central da Nappe Ribeirão do Turvo (Anexo 2 e perfil FF' do Anexo 3).

A nível mesoscópico, os contatos dos granito-gnaisses Taguar com as unidades do Grupo Andrelândia encontram-se francamente paralelizados à folição principal e caracterizam-se, nos esparsos afloramentos onde foram observados, como limites retilíneos, bem definidos e bruscos. Relações intrusivas não puderam ser caracterizadas nesta escala.

5.2. DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA E PETROGRÁFICA

A conspícua intensidade magnética dos granito-gnaisses Taguar, verificada com a utilização de um imã, justificou sua denominação, durante os trabalhos de campo, de "magnetita gnaisses". Essas rochas têm na cor cinza clara a cinza-rosada (a tonalidade rosada é acentuada pelo intemperismo), na granulometria fina a média e no aspecto listrado conferido por bandas milimétricas descontínuas ricas em máficos (principalmente anfibólio, biotita e opacos) suas características macroscópicas mais notáveis.

Estrutura bandada subcentimétrica a centimétrica está localmente definida por uma alternância de bandas cinzentas homogêneas de grã fina com bandas cinza-rosadas de grã média a fina com máficos mais desenvolvidos, e níveis milimétricos quartzo-feldspáticos que sugerem uma maior intensidade das recristalizações metamórficas (Fig. 5.1). Raras bandas centimétricas quartzo-feldspáticas de grã média a grossa e cor rosa, veios de quartzo leitoso ou incolor com até 10 cm de espessura, e "ribbons" milimétricos de quartzo (Fig. 5.2) podem ocorrer ocasionalmente.

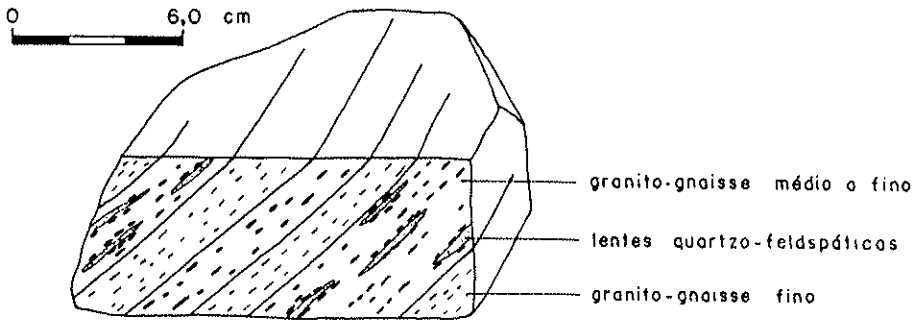


Figura 5.1. Ferrohastingsita-biotita granito-gnaisse com bandas cinza-rosadas, homogêneas e finas, e bandas róseas, médias a finas e contendo lentes quartzo-feldspáticas descontínuas e minerais máficos bem desenvolvidos. Este bandamento subcentimétrico está associado provavelmente ao metamorfismo. Amostra OF/885.

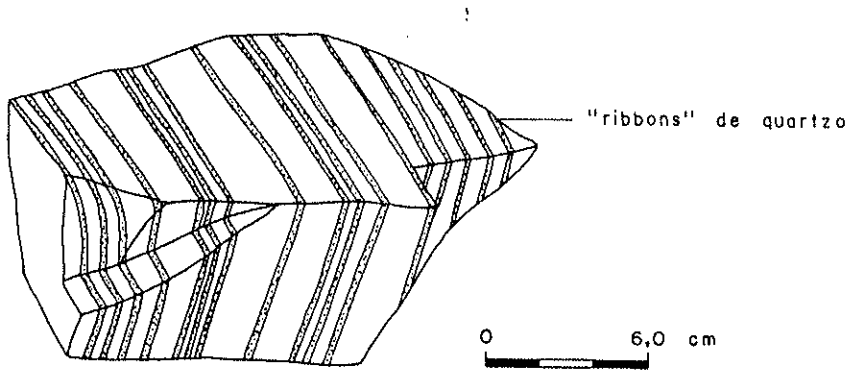


Figura 5.2. Biotita-ferrohastingsita granito-gnaisse com "ribbons" de quartzo bastante contínuos lateralmente e com espessura milimétrica. Amostra OF/723.

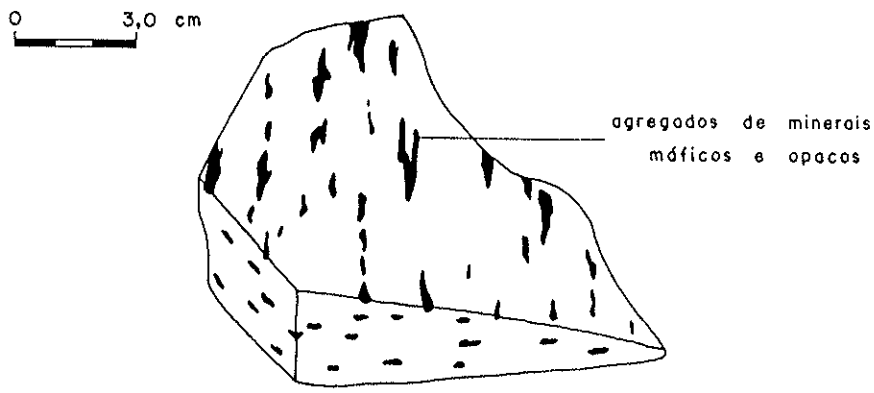


Figura 5.3. Biotita-ferrohastingsita granito-gnaisse com agregados irregulares, sub a centimétricos, ricos em máficos e magnetita, e definindo estrutura linear na superfície da foliação principal. Amostra OF/841B.

Como uma facies estruturalmente distinta foi descrita, no afloramento OF/832, granito-gnaisse cinza claro esbranquiçado com concentrações de máficos subcentimétricas a centimétricas, irregulares e estiradas (Fig. 5.3). Litotipos de características gerais muito próximas, embora ainda exibindo estrutura listrada, foram reconhecidos nos afloramentos OF/415 e OF/1506. Não foram notadas diferenças petrográficas entre essas amostras e as outras estudadas.

A freqüente ocorrência de feldspatos (principalmente plagioclásio) subidiomórficos atestam uma textura hipidiomórfica pretérita à sua textura atual dominantemente granoblástica equigranular fina a média. A textura granítica original pode estar preservada ocasionalmente em parte ou mesmo em toda a amostra (Fig. 5.4). Biotita orientada e grãos de quartzo achatados definem a xistosidade dos granito-gnaisses; microgranulação em torno dos grãos maiores de feldspato podem, por vezes, acompanhar esta foliação (Fig. 5.5).

Em termos modais, estas rochas correspondem a granitos 3b e, subordinadamente, a granitos 3a; composição granodiorítica foi verificada em um único exemplar (Fig. 5.6). Representam, de um modo geral, leucogranitos com índices de cor inferiores a 6, com exceção do granodiorito onde foi verificado um valor de 23,8 (ver Tab. 5.1). Em função dos máficos presentes, são caracterizados ferro-hastingsita-piroxênio granitos, biotita-ferro-hastingsita granitos e granodioritos e ferro-hastingsita-biotita granitos, todos gnáissicos e portadores de magnetita.

O **plagioclásio** tem composições no limite oligoclásio-andesina (28 - 33% An), ocorre em cristais subidiomórficos a idiomórficos e xenomórficos, com contatos em parte irregulares, e exibe geminação polissintética (raros grãos com geminação Carlsbad foram observados) por vezes deformada. Textura mirmequítica e bordas albíticas não são raras e em algumas amostras ocorrem cristais zonados. Suas inclusões mais comuns são de feldspato potássico (localmente orientadas, Fig. 5.7), quartzo, anfibólio, titanita, allanita, zircão e apatita, epidoto, sericita e carbonato podem ocor-

Tabela 5.1. Análises modais dos granito-gnaisses Taguar.

Nº de Campo / Mineralogia	73	292	4158	711	720	832	839	841B	885	959	1013	1047	1059	1060	1139	1153	1494	1498	1500	1503	1505	1506
Quartzo	33,2	34,2	37,0	35,6	37,3	33,6	32,4	31,0	34,4	33,3	34,2	37,6	32,2	27,2	28,4	35,4	33,6	29,9	25,7	36,1	32,6	35,8
Plagioclásio	25,0	16,0	30,5	21,0	23,1	29,8	31,8	23,9	26,2	25,6	19,1	16,5	24,6	27,8	27,9	17,0	30,8	32,5	38,2	26,7	32,0	16,1
Feldspato Potássico	32,8	38,2	25,9	34,2	35,6	32,9	29,0	38,7	33,4	32,1	39,4	38,9	35,9	31,3	33,6	41,9	26,2	30,3	12,3	30,0	28,2	40,7
Salita/ Ferro-salita	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,3	-	-	1,9	-	-	-	-	-	-	-	-
Ferrohastingsita	8,6	3,8	0,2	4,0	1,1	1,0	1,2	3,2	0,2	0,8	1,4	1,3	1,5	3,2	3,4	3,7	0,8	Tr	11,2	1,6	2,2	3,4
Biotita	0,1	6,2	3,0	3,2	1,1	1,2	4,2	0,4	4,8	3,1	-	-	0,5	-	3,2	1,0	1,5	0,1	4,3	3,3	1,4	2,1
Magnetita	0,4	0,6	0,6	1,6	0,4	1,2	1,0	1,3	0,6	2,5	2,9	1,0	1,9	2,4	0,5	Tr	2,6	3,9	4,5	1,1	1,5	0,1
Apatita	Tr	Tr	Tr	0,1	Tr	0,1	Tr	0,1	Tr	0,2	0,1	Tr	0,1	0,1	0,3	Tr	0,3	Tr	1,1	0,1	Tr	0,1
Titanita	Tr	0,4	0,6	0,4	0,4	0,9	0,4	0,6	0,4	0,6	0,6	0,8	1,2	1,2	0,9	0,6	1,7	0,9	1,7	0,4	0,4	0,3
Zircão	Tr	Tr	0,1	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	0,1	0,1	Tr	Tr	0,2	Tr	0,2	Tr	0,1	0,3	Tr	Tr	Tr
Allanita	Tr	Tr	0,5	-	0,3	Tr	Tr	0,1	Tr	1,0	Tr	0,5	0,5	0,1	0,5	0,5	0,1	0,2	0,2	0,1	0,3	0,2
Epidoto	-	0,2	0,8	Tr	0,3	Tr	-	0,5	Tr	0,3	0,1	-	0,9	1,1	1,4	0,1	0,2	0,6	0,4	0,1	0,9	Tr
Tremolita/ Actinolita	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,1*	1,5*	Tr	Tr	-	-	Tr	Tr	-	-	-	-
Clorita	-	-	-	Tr	0,1	Tr	Tr	-	-	0,1	-	-	-	-	-	-	0,5	0,5	-	Tr	0,2	0,5
Sericita	-	Tr	0,6	-	0,3	0,1	Tr	-	Tr	0,2	-	-	Tr	Tr	-	-	0,2	0,4	Tr	Tr	-	Tr
Stilpnomelano	Tr	0,1	0,2	Tr	Tr	0,1	-	0,2	Tr	0,1	1,5	0,1	0,6	1,3	0,2	Tr	Tr	-	Tr	0,1	Tr	Tr
Carbonato	-	-	-	-	0,1	Tr	Tr	-	Tr	-	-	-	Tr	0,8	Tr	-	0,5	0,5	0,1	0,3	0,2	0,7

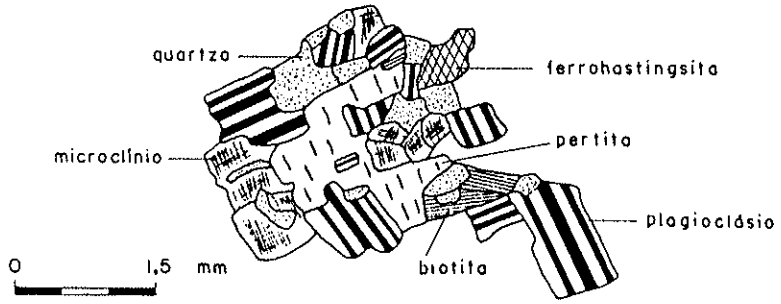


Figura 5.4. Textura granítica definida pelos contornos gerais dos minerais (principalmente plagioclásio), em ferrohastingsita biotita granito-gnaisse. Amostra OF/839.

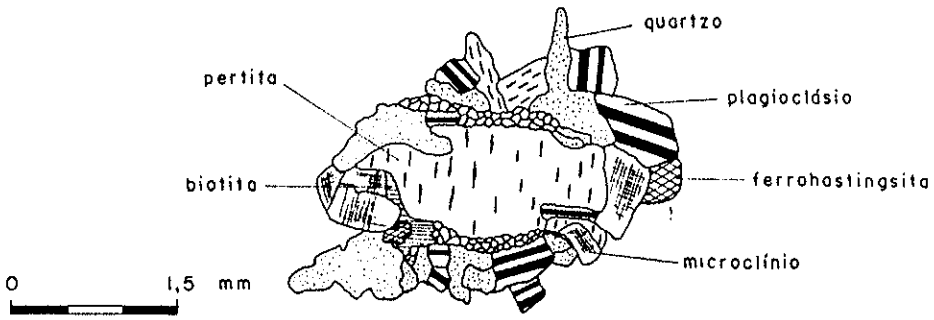


Figura 5.5. Microgranulação, em torno dos grãos de feldspato, acompanhando a foliação principal de biotita-ferrohastingsita granito-gnaisse. Amostra OF/832.

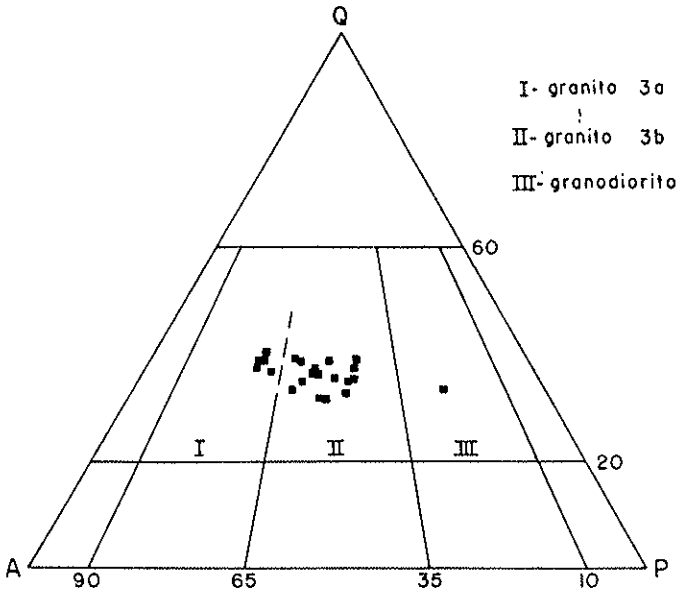


Figura 5.6. Diagrama modal Q-A-P para os granito-gnaisses Taguar da região de Ouro Fino.

rer em pequenas quantidades em seu interior, como produtos secundários.

O **feldspato potássico** ocorre em cristais xenomórficos, ocasionalmente subidiomórficos, e exibe contatos irregulares com a maioria dos outros minerais; corresponde em parte a pertita lamelar e freqüentemente exibe geminação em grade.

O **quartzo** ocorre em grãos de dimensões idênticas ou levemente inferiores as dos feldspatos; pode localmente constituir "ribbons". É o mineral félsico mais intensamente deformado, com forte achatamento e extinção ondulante, e mostra por vezes recuperação e recristalização.

Clinopiroxênio foi reconhecido em três amostras, representando o mineral máfico dominante em duas delas. Caracteriza-se opticamente por um pleocroísmo de intensidade média (X = verde médio > Z = verde claro > Y = verde amarelado) e ângulo de extinção de 45-47°, parecendo se tratar de salita-ferro-salita. Os cristais são xenomórficos a subidiomórficos e exibem, em parte, bordas de anfibólio ao longo dos contatos, normalmente muito irregulares, com os feldspatos (Fig. 5.8); nos contatos com o quartzo não se observa, em geral, nenhuma reação. O principal anfibólio presente nestas bordas é a ferro-hastingsita, com forte pleocroísmo verde-azulado; localmente também está presente, nas porções mais internas das bordas, um anfibólio incolor, que provavelmente representa um membro da série tremolita-actinolita. Nas amostras OF/1494, OF/1498 e OF/ ocorrem cristais de anfibólios com núcleos incolores e bordas de ferro-hastingsita que devem representar pseudomorfos do clinopiroxênio.

O máfico dominante na maioria das amostras estudadas corresponde à **ferro-hastingsita**, com intenso pleocroísmo (X = amarelo esverdeado < Y = verde escuro ≤ Z = verde escuro) e 2V ao redor de 10°. Ocorre geralmente como cristais xenomórficos a subidiomórficos, com contatos retilíneos ou não, e suas inclusões mais comuns são de plagioclásio, apatita, titanita, opacos e zir

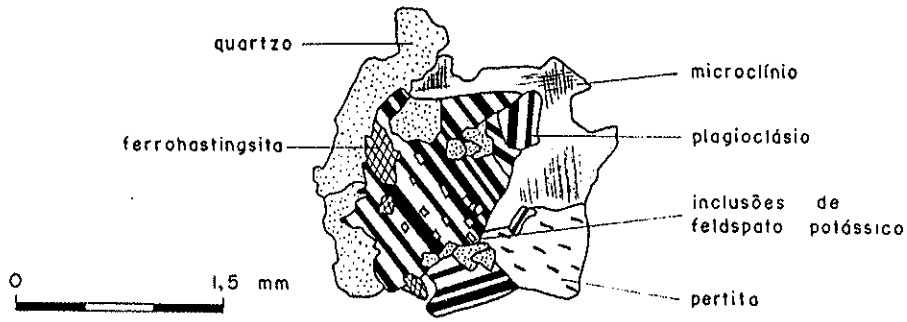


Figura 5.7. Inclusões submilimétricas e orientadas de microclíneo no plagioclásio, em biotita-ferrohastingsita granito-gnaisse. Amostra OF/773.

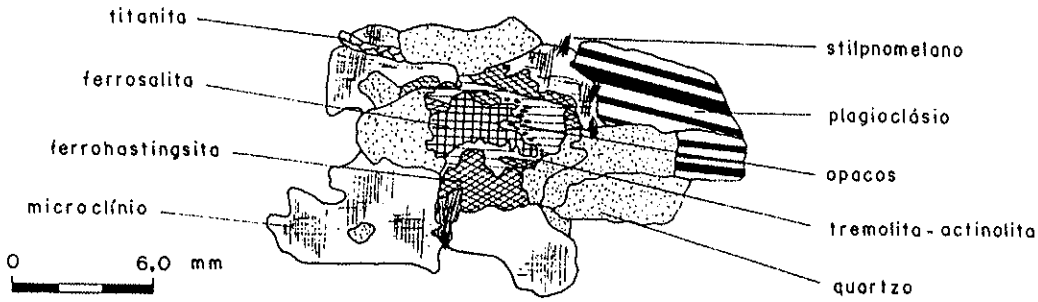


Figura 5.8. Borda de reação em grão de ferrosalita quando em contato com feldspato; na porção interna ocorre anfibólio incolor (tremolita-actinolita) e na porção externa anfibólio com intenso pleocroísmo verde-azulado (ferrohastingsita). Agregados de stilpnomelano desenvolvem-se sobre todos os minerais principalmente ao longo dos planos de fratura e clivagem. Amostra OF/1060.

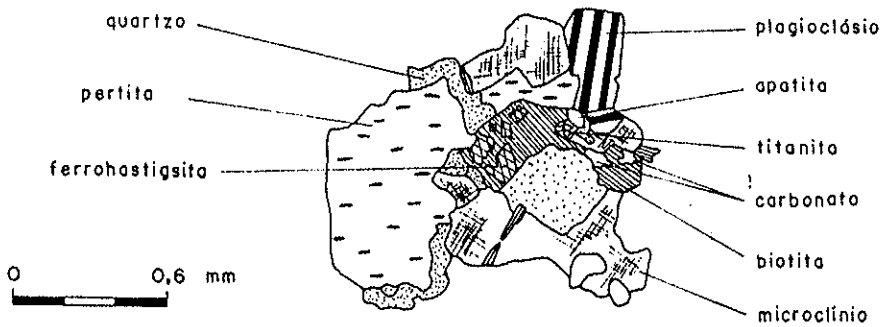


Figura 5.9. Inclusões (porção preservada) de anfibólio em grãos de biotita, em ferrohastingsita-biotita granito-gnaisse. Amostra OF/839.

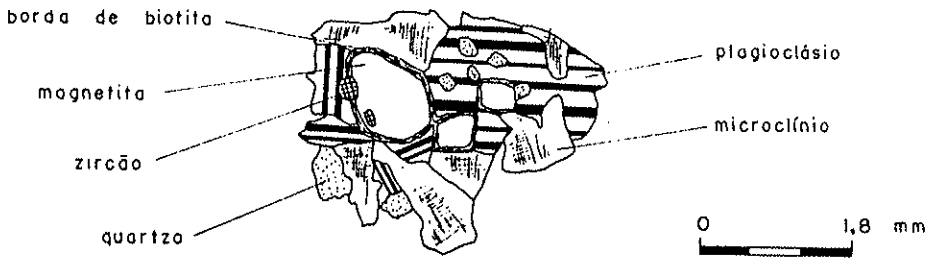


Figura 5.10. Grãos idiomórficos de magnetita com bordas de biotita junto ao contato com grãos de feldspato, em biotita-ferrohastingsita granito-gnaisse. Amostra OF/73.

cão. Quando em contato com os feldspatos, principalmente o potássico, encontra-se parcialmente transformado em biotita, que raramente contém inclusões de quartzo (Fig. 5.9).

A maior parte da **biotita** observada nas amostras associa-se à transformação do anfibólio. Grãos isolados e bem formados, aparentemente primários, quase sempre também estão presentes. Exibe pleocroísmo de intensidade média (X = amarelo claro < Y = marron = Z = marron) e possui como inclusões mais comuns apatita, titanita, zircão e quartzo; em algumas amostras, encontra-se parcialmente transformada a clorita.

A **magnetita** constitui o mineral opaco dominante e ocorre como cristais idiomórficos a subidiomórficos equidimensionais; são localmente observadas bordas de titanita, bem como a transformação, junto ao contato com os feldspatos, para biotita (Fig. 5.10). Cristais prismáticos alongados de mineral opaco provavelmente representam **ilmenita**.

Apatita, **titanita** e **zircão** ocorrem dominantemente como pequenos grãos idiomórficos a subidiomórficos, podendo o zircão encontrar-se metamitizado.

A **allanita** está geralmente presente como pequenos grãos isolados, subidiomórficos a idiomórficos e com fraco pleocroísmo; quando ocorre em agregado exibe pleocroísmo mais intenso, sendo comum em ambos os casos a presença de bordas de epidoto.

O **stilnomelano** ocorre dentro dos feldspatos e minerais máficos, principalmente ao longo de fraturas ou clivagens, como cristais aciculares, isolados ou em agregados radiais; exibe intenso pleocroísmo amarelo escuro a dourado - amarelo claro ou esverdeado.

5.3. OUTRAS OCORRÊNCIAS E CONSIDERAÇÕES SOBRE O AMBIENTE DE COLOCAÇÃO

Nos estudos regionais que vêm sendo realizados pelo autor e pelo Prof. M. C. Campos Neto, foram reconhecidas quatro outras ocorrências dos granito-gnaisses Taguar, todas associadas às unidades do Grupo Andrelândia.

Na continuidade oriental da Nappe Serra do Matão, na Folha de Ipuiúna, foi observada uma ocorrência pontual dessas rochas, em meio à unidade dos gnaisses bandados, ao longo da rodovia Congonhal-Ipuiúna. Na Folha de Águas de Lindóia (imediações do Distrito de Sapucaí, município de Eleutério), aparentemente no domínio desta mesma megaestrutura, os ortognaisses foram reconhecidos como um corpo tabular, nas porções basais da seqüência gnaíssica intermediária e com extensão aproximada de 4 km. Ainda na Folha de Águas de Lindóia, eles foram reconhecidos na continuidade do Anticlinal Caneleiras em uma extensão superior a 2 km.

Em parte de um maciço de ortognaisses individualizado anteriormente por Artur (1980) e Campanha et al. (1983a, b) nas imediações da Pedreira Fortaleza de Minas (Folha de Águas de Lindóia), ocorrem rochas de características macroscópicas e petrográficas idênticas àquelas descritas nos granito-gnaisses Taguar na região a norte de Ouro Fino, inclusive com a presença de ferro-hastingsita. As encaixantes desta ocorrência são representadas, em sua maior parte, pelas unidades da seqüência xisto-quartzítica.

As relações de campo e as características petrográficas dos granito-gnaisses Taguar, descritas nos itens anteriores, permitem tecer algumas considerações sobre o seu ambiente de colocação. A ausência de dados de geoquímica de rocha total (elementos maiores e traços), química mineral e isótopos implicam, contudo, em uma natureza preliminar para esta discussão.

A forma de ocorrência desses granitóides, como corpos concordantes originalmente subhorizontais, indica uma colocação sob a forma de "sills", ou alternativamente, como lacólitos ou lopólitos. Embora as duas últimas formas de ocorrência sejam mais comuns para magmas granitóides, de viscosidade elevada, a constante espessura e persistência lateral de todas as ocorrências é mais sugestiva da primeira hipótese de colocação, embora as intensas deformações a que foram submetidas estas rochas talvez pudessem produzir resultados semelhantes sobre lacólitos ou lopólitos. Seu posicionamento preferencial ao longo do contato entre as seqüências xisto-quartzítica e gnáissica intermediária permitem também caracterizar este limite como uma zona de fraqueza, provavelmente resultante do contraste reológico existente entre as duas unidades. A ocorrência de truncamentos locais com as unidades do Grupo Andrelândia evidenciam, por outro lado, sua colocação também sob a forma de diques.

Além da forma de ocorrência, a presença de termos com piroxênio (em geral indicativos de magmas graníticos de alta temperatura e pobres em H_2O), e a textura equigranular fina ou fina a média sugerem sua colocação em um ambiente de baixa profundidade.

O reconhecimento do mesmo padrão estrutural das unidades do Grupo Andrelândia nos granito-gnaisses Taguar, tanto no que diz respeito às deformações sin-xistosas quanto aos dobramentos tardios (ver Capítulo 6), demonstra inequivocamente seu caráter pré a sin-tectônico à primeira fase de formação (D_1). Um ambiente mais provavelmente anorogênico para este magmatismo, no entanto, é sugerido pela presença de ferro-hastingsita e possível ferro-salita, que são mais comuns em granitóides de tendência alcalina associados a este tipo de ambiente tectônico. A razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} de 0,71966, obtida para esses granito-gnaisses, deve se referir, como será visto no Capítulo 7, ao metamorfismo a que foram submetidos durante a primeira fase de deformação. Neste sentido, a razão inicial original destes granitóides possivelmente seja mais próxima as médias apresentadas por Pitcher (1982) para os granitóides do tipo A.

CAPÍTULO 6

DEFORMAÇÃO E METAMORFISMO

As unidades litoestratigráficas do Grupo Andrelândia (e ortognaisses associados) aflorantes na área, registram uma história deformacional com 5 fases superpostas de dobramentos para as quais se reconhece diferentes elementos estruturais e dobras nas escalas micro, meso e macroscópicas. Diferentes episódios de recristalização metamórfica são também descritos.

Essas fases de deformação foram agrupadas em dois conjuntos principais, a saber:

. dobramentos sin-xistosos: representados pelas duas primeiras fases, caracterizam-se pela geração de xistosidades* plano-axiais e por se associarem temporalmente ao desenvolvimento das paragêneses metamórficas principais;

. dobramentos tardios superpostos: representados pelas três últimas fases, tomam como superfície de referência a foliação principal, em parte possuem clivagens plano-axiais, e se desenvolveram já sob condições retrometamórficas.

Esse agrupamento descritivo dos dobramentos superpostos se justifica à medida que as fases sin-xistosas são de ocorrência regional e permitem uma correlação estrutural mais segura, enquanto as fases tardias, além de mostrarem modificação na orientação e intensidade de seus elementos, não possuem um desenvolvimento regional harmônico a holomórfico, já que o desenvolvimento de suas estruturas é função da disposição, cada vez mais variável, da superfície do bandamento ou foliação principal. Assim,

* No presente estudo as denominações e definições dos diferentes tipos de foliações utilizados são segundo Hobbs et al. (1976) e Suppe (1985).

a correlação estrutural entre os dobramentos tardios só é possível quando se recorre a um maior rigor na análise das relações geométricas assumidas pelos seus elementos estruturais.

Zonas lineares de cisalhamento, de desenvolvimento penecontemporâneo a parte dos dobramentos superpostos, também estão presentes na região estudada e serão discutidas em um dos itens finais do Capítulo.

Para a análise estrutural da região estudada faz-se inicialmente necessário caracterizar dois contextos litoestratigráficos principais: o da seqüência meta-vulcano-sedimentar do Grupo Andrelândia e o de suas rochas intrusivas representadas pelos granito-gnaisses Taguar.

Com respeito aos dobramentos sin-xistosos, ambos os contextos exibem, a nível de afloramento, o mesmo padrão estrutural. Ainda que uma diferença no comportamento geológico possa ter sido determinada pelo contraste de ductilidade entre eles existe um paralelismo final da foliação principal de ambos os conjuntos, resultado do caráter de corpos tabulares pouco espessos dos granitos aliado à forte intensidade das deformações.

Neste sentido, é possível o tratamento estrutural conjunto dos dois contextos litoestratigráficos tanto no que se refere aos dobramentos sin-xistosos quanto aos dobramentos tardios superpostos.

6.1. DOBRAMENTOS SIN-XISTOSOS

6.1.1. Primeira Fase de Dobramento (D_1)

O principal registro da primeira fase de dobramento D_1 é a foliação tectônica S_1, preservada de modo reliquiar, em zonas de charneira ou "micro lithons" do dobramento subseqüente D_2

(Figs. 6.1, 6.2, 6.3, 6.4). Dobras mesoscópicas referentes a D_1, ocasionalmente sugeridas para o Grupo Andrelândia por alguns autores (Ribeiro, 1983; Heilbron, 1984; Silva, 1984; Trouw et al., 1984; Valeriano, 1985), não foram reconhecidas na área estudada.

6.1.1.1. Foliação S_1

Nas rochas gnáissicas a foliação S_1 é definida pelo enfileiramento dos minerais máficos (principalmente biotita e anfibólio) e pelo achatamento de quartzo paralelamente ao bandamento gnáissico (Fig. 6.1). Nos granito-gnaisses Taguar e nos quartzitos placosos pode ser também acompanhada por "ribbons" milimétricos de quartzo (Figs. 6.1 e 6.3).

Bandamento diferenciado milimétrico, definido pela alternância de bandas ricas em quartzo com bandas ricas em mica, pode estar associado à xistosidade S_1 nos quartzo-mica xistos, como observado em zonas de charneira de dobras D_2 (Fig. 6.4).

A foliação S_1 está localmente preservada, nos muscovita quartzitos, como uma orientação de micas oblíqua ao deslocamento principal da rocha (Fig. 6.2), principalmente nos flancos normais das megaestruturas D_2.

6.1.1.2. Significado tectônico e orientação

A polaridade estratigráfica normal descrita para o Grupo Andrelândia preteritamente à fase D_2 (vide item 4.2) também foi caracterizada em diversos outros estudos (e.g., Ribeiro, 1980, 1983; Paciullo, 1980, 1983; Trouw et al., 1980, 1984, 1986; Trouw, 1983; Heilbron, 1983, 1984; Valeriano, 1985, 1986; Noce, 1987). Este fato, aliado à rara ocorrência regional de dobras mesoscópicas D_1, sugerem o não desenvolvimento de megaestruturas de dobramento durante esta fase de deformação.

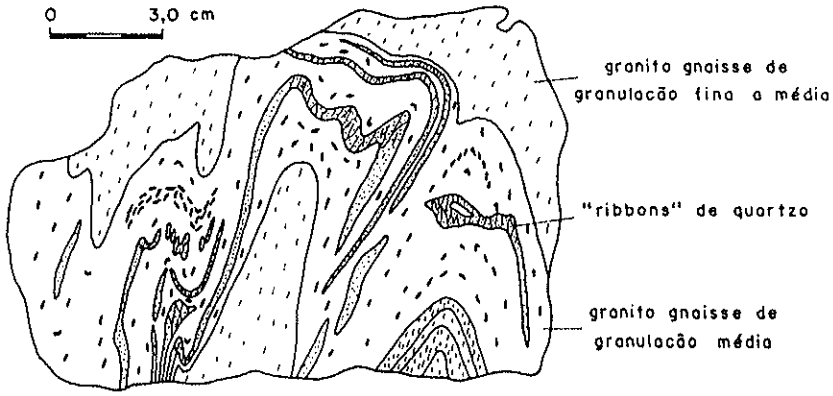


Figura 6.1. Dobras mesoscópicas D_2 com justaposição de antiformas e forte espessamento apical, em biotita-ferrohastingsita granito-gnaisse. A foliação S_1 encontra-se preservada nas bandas de granulação média, enquanto que naquelas bandas de granulação fina a média e nos "ribbons" de quartzo a foliação plano-axial S_2 é dominante. Amostra OF/1153.

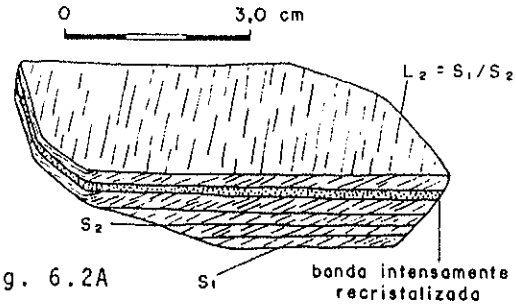


Fig. 6.2A

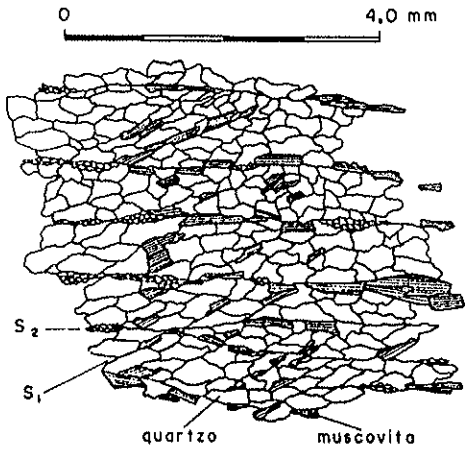
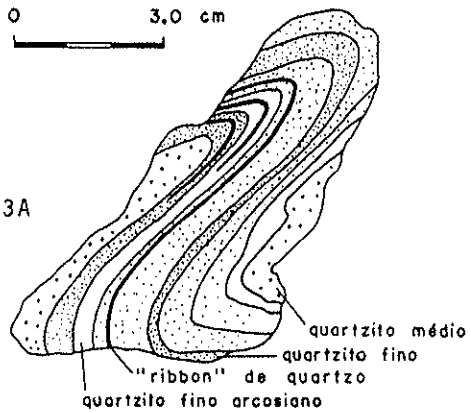


Fig. 6.2B

Figura 6.2. A - Esquema de amostra de mão ilustrando a foliação S_1 oblíqua ao desplacamento principal, paralelo à foliação S_2, em muscovita quartzito. Uma lineação de intersecção S_1/S_2 é observada na superfície de desplacamento. B - Esquema de lâmina ilustrando as foliações S_1, definida pela orientação de muscovita, e S_2, definida pela orientação de muscovita e pelo achatamento de quartzo. Amostra OF/753.

Fig. 6.3A



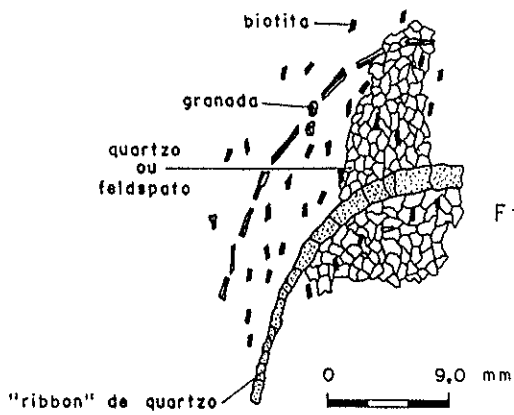


Fig. 63B

Figura 6.3. A - Dobra mesoscópica D_2 descrita pelo bandamento composicional e por "ribbons" de quartzo, em biotita quartzito placoso. B - Esquema de lâmina ilustrando a foliação S_1, definida pela orientação dos grãos maiores de biotita e pelo achatamento dos grãos de quartzo nos "ribbons". Amostra OF/777.

Falhas de baixo ângulo relacionadas a D_1, no entanto, têm sido reconhecidas em estudos de semi-detalhe e detalhe (Ribeiro, 1980, 1983; Trouw et al., 1980, 1984). Segundo Campos Neto e Vasconcellos (relatório FAPESP, inédito) cavalgamentos associados à D_1 podem ter sido responsáveis pelas inversões paleogeográficas reconhecidas na Faixa Alto Rio Grande, ocorridas anteriormente à fase D_2.

A sul da área mapeada, como pode ser observado no perfil da figura 6.5, a existência de estrutura de cavalgamento anterior à fase D_2 é indicada pela sobreposição dos tonalito-gnaisses Serra da Forquilha (atribuíveis à Suite Serra Negra que integra o embasamento da Faixa Alto Rio Grande; ver Capítulo 7) ao topo da coluna litoestratigráfica do Grupo Itapira, no núcleo de uma sinclinal recumbente D_2.

A orientação e vergência da deformação D_1 são desconhecidos na região. Uma disposição final subhorizontal da foliação S_1, contudo, é atestada pelas características dos dobramentos subseqüentes.

6.1.1.3. Metamorfismo

Durante o desenvolvimento da primeira fase de deformação, as unidades do Grupo Andrelândia encontravam-se, na região, sob condições metamórficas da facies anfibolito médio, como é atestado pela presença de biotita e hornblenda em gnaisses quartzo-feldspáticos, desenhando a foliação S_1, bem como pelo paralelismo da S_1 com a estrutura gnáissica destas rochas.

Essas condições metamórficas, contudo, podem ser melhor definidas a partir das relações entre a foliação S_1 e alguns minerais metamórficos índices presentes nos metapelitos. Em uma amostra de micaxistos ocorrem porfiroblastos poiquilíticos de granada com inclusões de biotita orientadas em continuidade com a foliação externa S_1 que descreve charneira de dobra D_2 (Fig. 6.4).

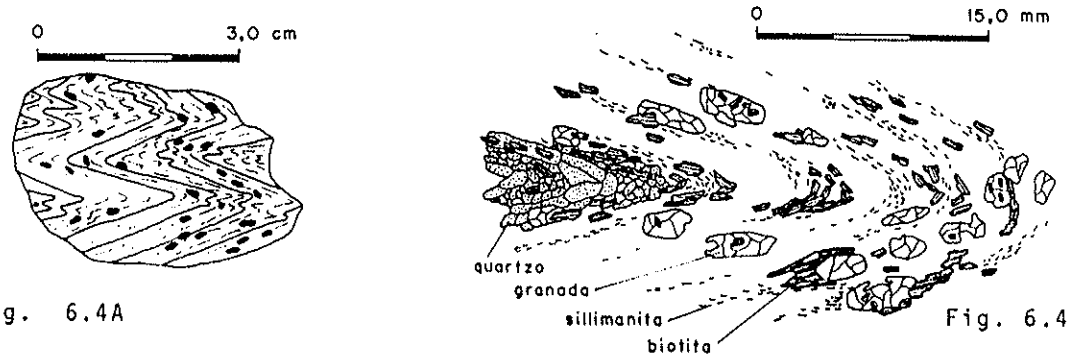


Fig. 6.4A

Fig. 6.4B

Figura 6.4. A - Dobras mesoscópicas D_2 quase simétricas, em granada-sillimanita-muscovita-biotita-quartzo xisto. Um bandamento diferenciado milimétrico é observado paralelo a S_1. B - Esquema de lâmina mostrando a ocorrência de sillimanita descrevendo as charneiras D_2 e a ocorrência com inclusões retilíneas em continuidade com a foliação externa S_1. Amostra OF/602.

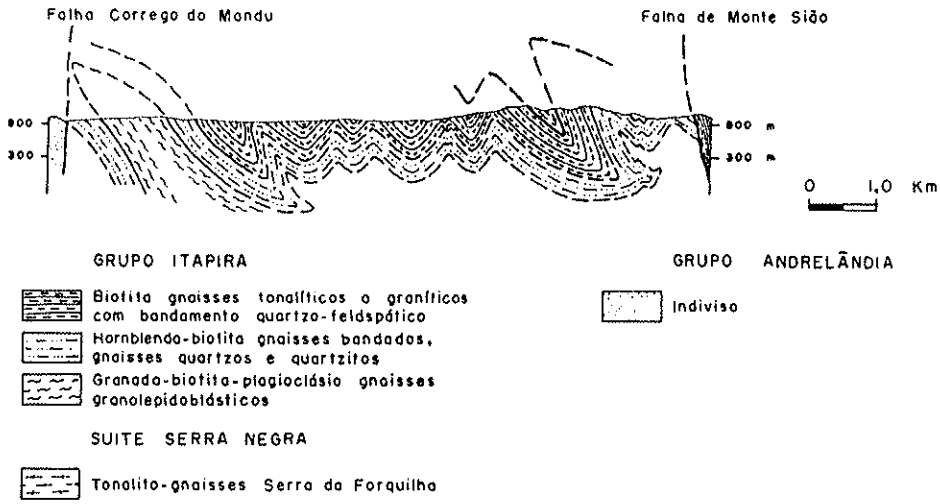


Figura 6.5. Perfil geológico a oeste de Ouro Fino mostrando a sobreposição dos tonalito-gnaisses Serra da Forquilha ao topo das unidades do Grupo Itapira, em núcleo de mega-sinclinal D_2. Esta estrutura sugere, portanto, a existência de cavalgamentos D_1.

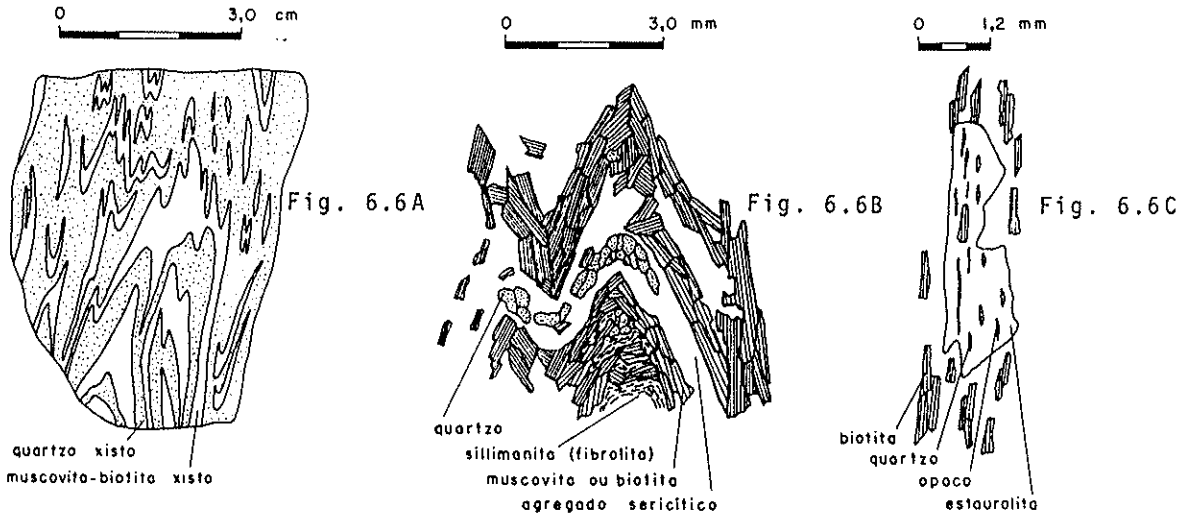


Fig. 6.6A

Fig. 6.6B

Fig. 6.6C

Figura 6.6. A - Zona de charneira de dobra mesoscópica D_2 mostrando transposição segundo a foliação plano-axial, em sillimanita-muscovita-biotita-quartzo xisto a plagioclásio, granada e estaurolita. B - Esquema de lâmina mostrando a ocorrência de sillimanita descrevendo charneira D_2. C - Esquema de lâmina mostrando grão subidiomórfico de estaurolita com inclusões retilíneas em continuidade com a foliação externa da zona de transposição. Amostra OF/2234.

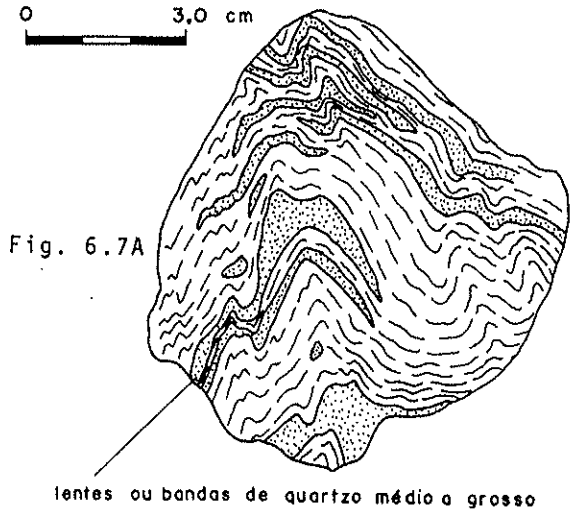
A esta relação indicativa de sua formação posteriormente ao desenvolvimento da D_1, soma-se a observação, na mesma amostra, de um leve encurvamento da foliação S_1 em torno da granada, sugerindo, mais precisamente, a sua cristalização ainda sob condições de esforços da D_1. A possibilidade deste encurvamento relacionar-se à deformação da S_1 durante a fase D_2, no entanto, não pode ser descartada.

A presença de fibrolita e/ou cristais prismáticos bem desenvolvidos de sillimanita desenhando charneiras de dobras D_2 (Figs. 6.4, 6.5, 6.7 e 6.8) indica a sua formação simultânea a tardia ao desenvolvimento da foliação S_1.

A coexistência de muscovita e quartzo, e a ausência de feldspato potássico nesses micaxistos com sillimanita asseguram o apogeu do metamorfismo penecontemporâneo à fase D_1 entre a primeira e a segunda isógrada da sillimanita (Winkler, 1976). As paragêneses metamórficas das intercalações de micaxistos aliadas a sua composição trondhjemítica indicam que as bandas quartzo-feldspáticas dos granada-plagioclásio-biotita gnaisses granolepidoblásticos, a despeito de exibirem semelhanças com estruturas de migmatitos estromáticos, devem resultar de processos de segregação metamórfica. Evidências de anatexia sincrônica à fase D_1 foram observadas, na área estudada da Faixa Alto Rio Grande, apenas na porção oeste do Grupo Itapira.

6.1.2. Segunda Fase de Dobramento (D_2)

A organização estrutural das unidades litoestratigráficas do Grupo Andrelândia está controlada, na região, por uma articulação de nappes de dobramento, às quais se associam dobras parasitas recumbentes de diferentes ordens e que são atribuíveis à segunda fase de dobramento D_2. Estas estruturas tomam como superfície de referência, a nível meso e microscópico, a foliação S_1 e a estrutura gnáissica e, a nível macroscópico, o empilhamento litoestratigráfico, e regionalmente admitem uma foliação pla



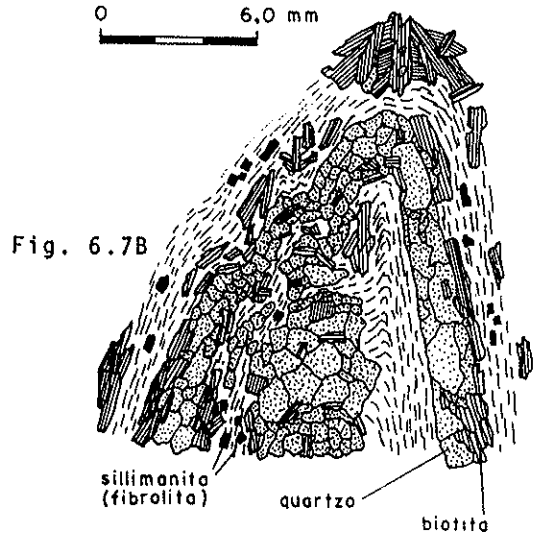


Figura 6.7. A - zona de charneira de dobra mesoscópica D_2 com crenulação milimétrica mais ou menos apertada, em sillimanita - quartzo-muscovita-biotita xisto a granada. B - Esquema de lâmina mostrando bandamento diferenciado segundo S_1 e sillimanita descrevendo a charneira D_2. Biotita orientada segundo a foliação S_2 é localmente observada. Amostra OF/429.

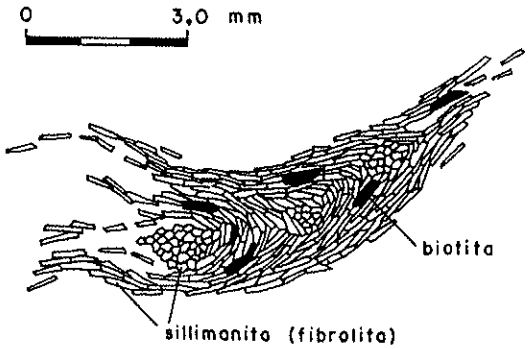


Figura 6.8. Microdobra D_2 descrita por grãos de sillimanita (fibrolita). Amostra OF/1070.

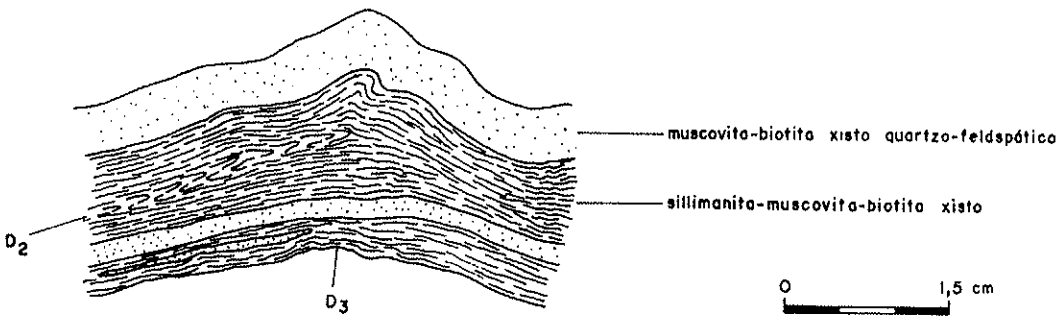


Figura 6.9. Dobra mesoscópica D_2 apertada e redobrada por crenulação suave subcentimétrica D_3. Amostra OF/1070.

no-axial S_2.

6.1.2.1. Foliação S_2

Praticamente em todas as áreas de ocorrência dos micaxistos, o caráter tectônico secundário da sua foliação principal pode ser prontamente reconhecido, no campo, pela ocorrência de pequenas dobras muito apertadas (Fig. 6.9) e, principalmente, pela presença comum de micas dispostas perpendicularmente a uma das orientações da xistosidade (Fig. 6.10a) e que descrevem, ao nível microscópico, arcos poligonais ou, subordinadamente, microdobras (Fig. 6.10b); microdobras desenhadas por fibrolita também são observadas (Fig. 6.8). A foliação S_2 nos micaxistos caracteriza-se, portanto, como uma clivagem de "strain slip" com um bandamento diferenciado associado, e chegando localmente a intensa transposição. Na zona de charneira de dobras mesoscópicas D_2, contudo, a foliação S_2 pode também corresponder a uma crenulação apertada a aberta, associada ou não a transposição (Figs. 6.6 e 6.7).

Nos muscovita quartzitos a foliação S_2 está definida pelo achatamento/estiramento de grãos de quartzo e pela reorientação/neoformação de muscovita, e corresponde, como já mencionado no item 6.1.1.1., ao desplacamento principal da rocha (Fig. 6.2).

Nos outros tipos litológicos, a vinculação da estrutura tectônica planar dominante à foliação S_2 pode ser estabelecida com base nas características morfológicas da foliação plano-axial na zona de charneira das dobras assimétricas mesoscópicas D_2, e nas relações geométricas, nos flancos destas dobras, entre a foliação plano-axial S_2 e os elementos estruturais anteriores. Nas diferentes unidades gnáissicas e na unidade dos quartzitos placosos, a foliação plano-axial (S_2) da zona de charneira de dobras D_2 pode ser prontamente individualizada, pois é fortemente oblíqua à xistosidade S_1; caracteriza-se, ao nível meso e microscópico, como uma xistosidade definida pela orientação preferencial de

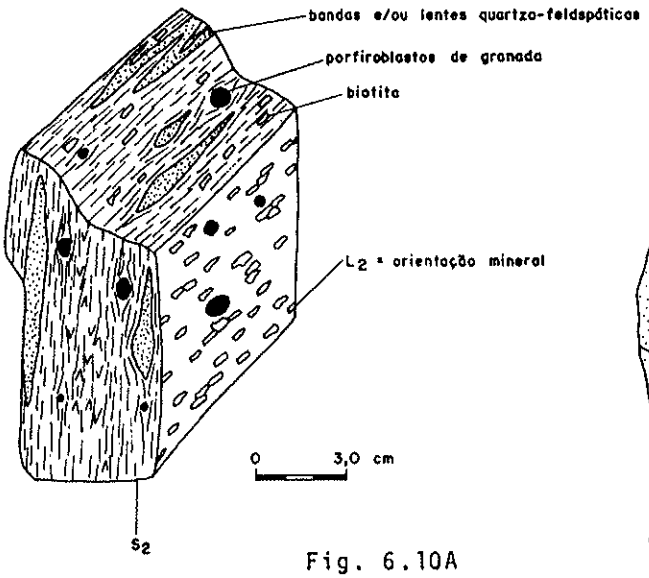


Fig. 6.10A

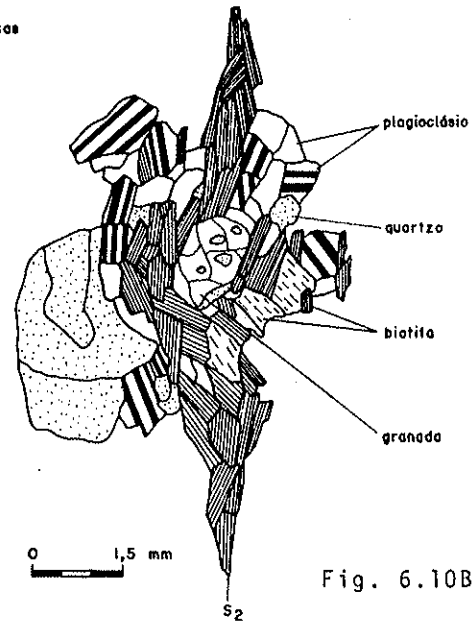
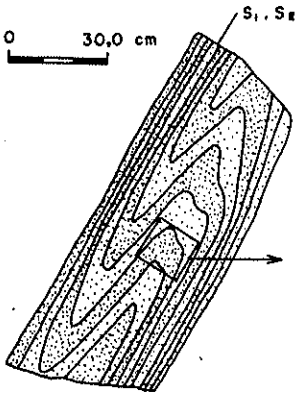


Fig. 6.10B

Figura 6.10. A - Esquema de amostra de mão mostrando a presença de micas perpendiculares a uma das direções da foliação S_2 definindo arcos poligonais, em granada-biotita-plagioclásio gnaisse granolepidoblástico. B - Esquema de lâmina ilustrando arcos poligonais D_2. Amostra OF/95.

Fig. 6.11A



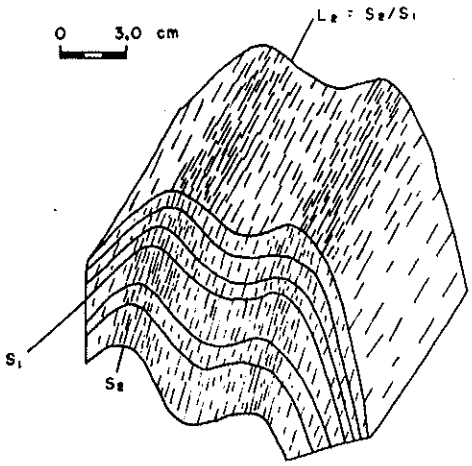


Fig. 6.11B

Figura 6.11. A - Dobra mesoscópica D_2 isoclinal, em biotita quartzito placoso. B - Detalhe da zona de charneira mostrando o desenvolvimento de uma foliação S_2 plano-axial S_2, coincidente com S_1 nos flancos. Lineações L_2 de estiramento mineral e de intersecção S_1/S_2, paralelas a B_2, ocorrem na superfície de deslocamento. Amostra OF/289.

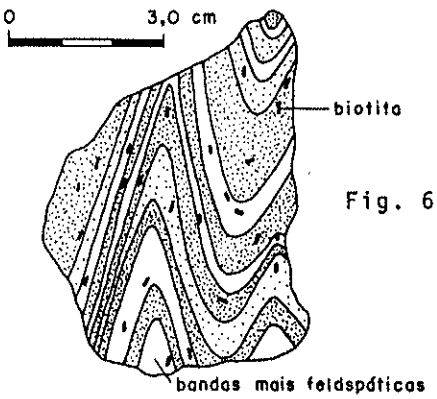


Fig. 6.12A

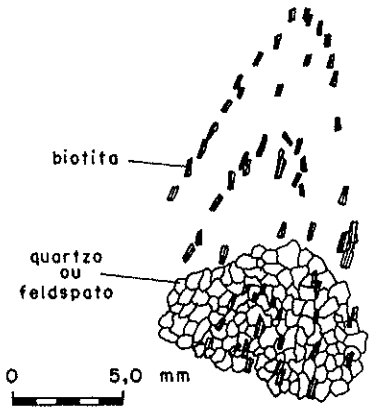


Fig. 6.12B

Figura 6.12. A - Dobras mesoscópicas D_2 quase simétricas e com espessamento apical, em biotita meta-arcósio. Porfiroblastos de biotita são observados segundo S_1 ou S_2. B - Esquema de lâmina mostrando filmes de biotita, orientada segundo S_2, ressaltando o bandamento composicional. Amostra OF/133.

biotita e/ou muscovita (reorientadas/neoformadas) e pelo achatamento/estiramento de grãos de quartzo e, subordinadamente, feldspatos (Figs. 6.11 e 6.12). À medida que se afasta das zonas de charneira D_2, por outro lado, observa-se uma progressiva paralelização desta xistosidade S_2 com a foliação anterior S_1 até que, quando se atinge os flancos propriamente ditos, uma única xistosidade pode ser reconhecida. Neste sentido, é provável que a foliação principal nestes outros litotipos represente, de um modo geral, o produto $S_1.S_2$, antes que individualmente uma ou outra destas estruturas. Interpretações semelhantes têm sido também apresentadas nos estudos de diversas outras áreas de ocorrência do Grupo Andrelândia (Ribeiro, 1980, 1983; Paciullo, 1980; Trouw et al., 1983; Gonçalves, 1986; Noce, 1987).

6.1.2.2. Estruturas lineares L_2

Ao lado dos eixos de dobras B_2, a mais freqüente estrutura linear L_2 que ocorre na área é uma lineação de orientação mineral, reconhecida na superfície da foliação S_2 ou $S_1.S_2$, e definida pela orientação preferencial de biotita, muscovita e sillimanita nos micaxistos, de muscovita e grãos levemente alongados de quartzo nos muscovita quartzitos, e principalmente de biotita nas unidades gnáissicas e dos quartzitos placosos. O paralelismo entre esta lineação de orientação mineral e o eixo B_2 de dobras mesoscópicas pôde ser caracterizado em diversos afloramentos (ver Figs. 6.11 e 6.13).

Um segundo tipo de estrutura L_2 reconhecida, corresponde a uma lineação de intersecção S_2/S_1 observada ocasionalmente nos muscovita quartzitos e que se mostra francamente paralela às lineações de orientação mineral. Também resultante da intersecção S_2/S_1 foram observados "mullions" com forma de charuto na unidade dos quartzitos placosos (Afl. OF/288). Nesta mesma unidade foram ainda reconhecidos "mullions" de charneiras em vários afloramentos (Fig. 6.13).

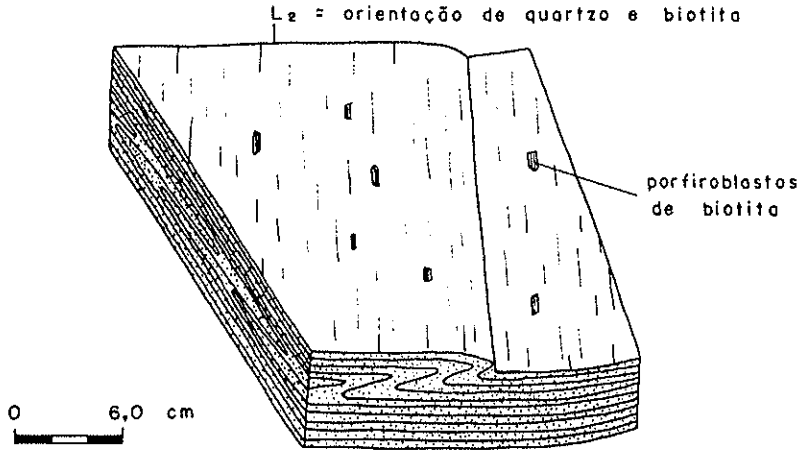


Figura 6.13. Dobra mesoscópica D_2 muito apertada e associada a "mullions" de charneira, em biotita quartzito placoso. Uma lineação L_2 de orientação mineral, paralela a B_2, é observada na superfície de desplacamento. Amostra OF/132.

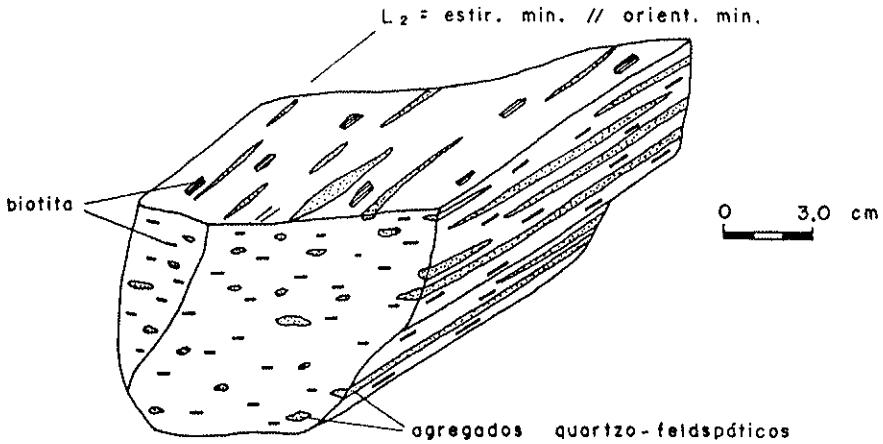


Figura 6.14. Esquema de amostra de mão ilustrando estrutura plano-linear, em hornblenda biotita gnaisse ocelar. Biotita orienta-se paralelamente à lineação de estiramento mineral. Amostra OF/731.

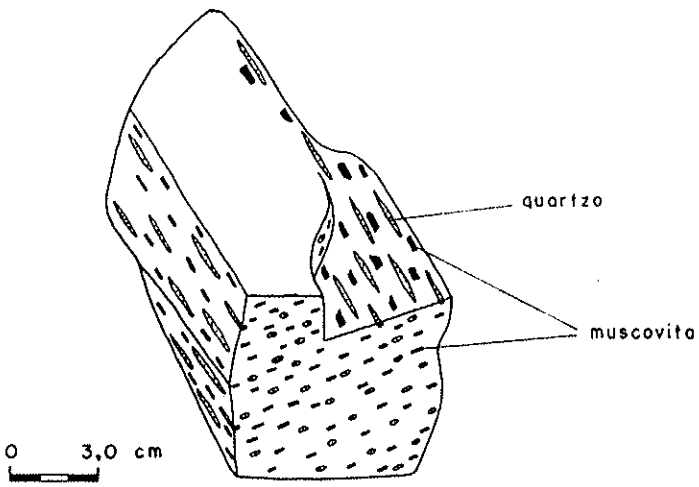


Figura 6.15. Esquema de amostra de mão ilustrando estrutura plano-linear, em muscovita quartzito. Muscovita orienta-se paralelamente à lineação de estiramento mineral. Amostra OF/105.

Nos hornblenda-biotita gnaisses ocelares e nos muscovita quartzitos, a foliação principal caracteriza-se, localmente, como uma estrutura dominantemente plano-linear, definida por uma intensa lineação de estiramento mineral (Figs. 6.14 e 6.15). Este tipo de estrutura linear foi também observado como estiramento de agregados máficos em uma amostra dos granito-gnaisses Taguar (Fig. 5.3). A despeito dos poucos dados de orientação desta lineação de estiramento mineral, seu paralelismo com a lineação de orientação mineral pôde ser descrito em algumas amostras (Figs. 6.14 e 6.15).

6.1.2.3. Dobras mesoscópicas D_2

Em diversos afloramentos foram reconhecidas dobras D_2 de dimensões centimétricas a decimétricas (localmente métricas) e desenhadas pelo bandamento gnáissico e pela foliação S_1 (e.g.: Figs. 6.1, 6.3, 6.4, 6.6, 6.7, 6.11, 6.12, 6.13). São dobras apertadas, isoclinais e, por vezes, exibem flancos adelgaçados e rompidos (Figs. 6.1 e 6.15). Seus planos axiais são paralelos à foliação principal regional e, como esta, possuem mergulho variado devido aos dobramentos tardios (ver item 6.2.2.5).

Essas dobras podem ser quase simétricas (Figs. 6.4, 6.12, 6.16, 6.17) ou assimétricas (Figs. 6.10, 6.13, 6.18), no primeiro caso restritas a charneiras locais de megaestruturas D_2 e no segundo mais comumente indicando disposição de flanco normal.

Segundo a geometria das superfícies dobradas sucessivas, caracterizam-se como dobras anisópacas com forte espessamento apical (Figs. 6.4, 6.11, 6.12, 6.18), e cujas relações entre as aberturas dos arcos internos e externos permitem classificá-las como pertencentes à classe 1C (localmente aproximam-se das classes 2 ou 3) de Ramsay (1967). A alternância de níveis dobrados segundo a sub-classe 1C e a classe 3 e rochas contendo bandas de litotipos de diferentes competências (Figs. 6.3 e 6.12) sugere um processo de achatamento de dobras inicialmente desenvolvidas por

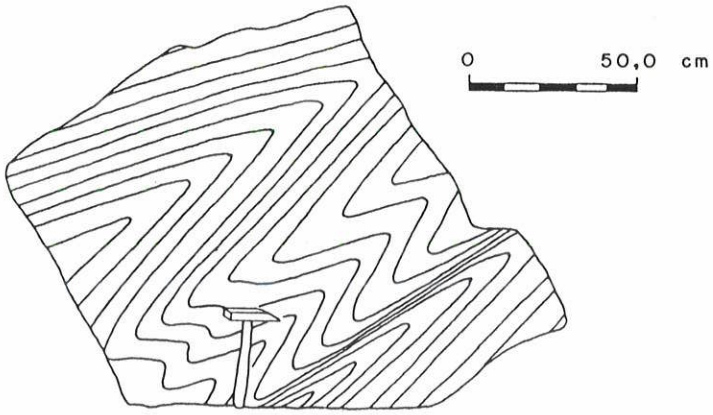


Figura 6.16. Dobra métrica D_2 quase simétrica e mostrando intenso estiramento do flanco inverso, em biotita-ferrohastingsita granito-gnaisse. Afloramento OF/1054.

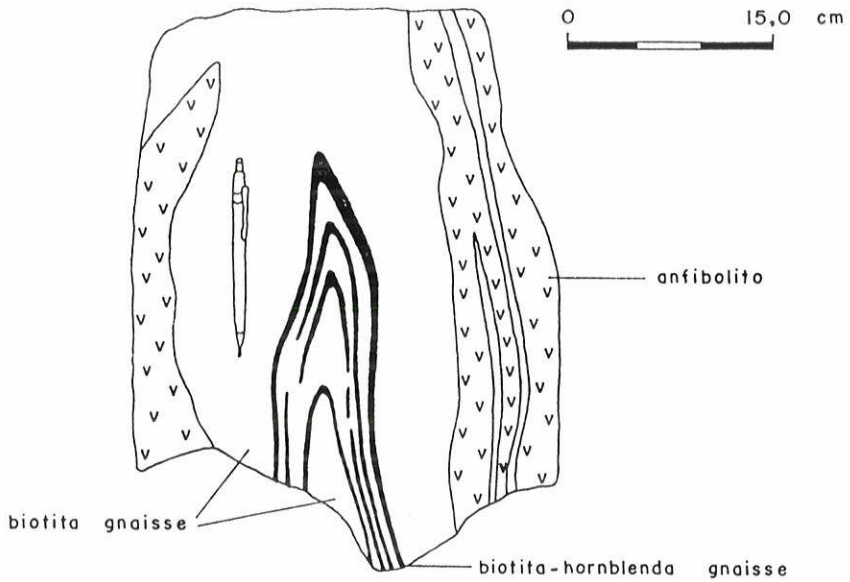


Figura 6.17. Dobra mesoscópica D_2 isoclinal e com flancos rompidos, em hornblenda-biotita gnaisses bandados. Afloramento OF/141.

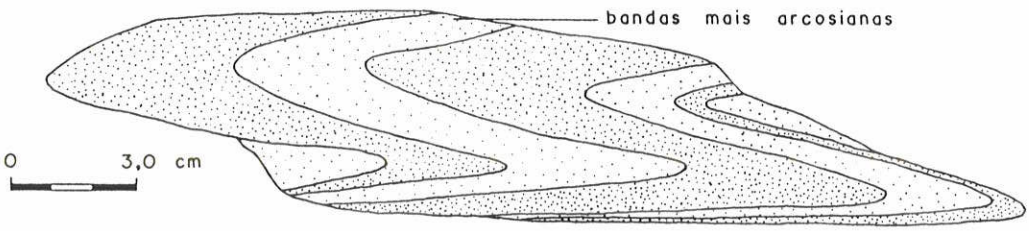


Figura 6.18. Dobra mesoscópica D_2 assimétrica e com forte espessamento apical, em biotita quartzito placoso. Amostra OF/957.

Instituto de Geociencias - Biblioteca
TOMBO T324 e.3

um provável mecanismo de "buckling" com deformação de flanco (Ramsay, 1967

O desenvolvimento inicial por "buckling" das dobras D_2 é também indicado pelo paralelismo entre as linhas de "boudin" (Fig. 6.19) e o eixo B das dobras mesoscópicas (disposição do eixo X de deformação perpendicularmente ao eixo das dobras; Ramsay, 1967; Ramsay e Hubert, 1983). A ausência de observações sistemáticas da distribuição dos "boudins" em relação às diferentes posições do dobramento não permite, contudo, distinguir se os mesmos relacionam-se a deformação de flanco ou de charneira. Com respeito à orientação do eixo X da deformação infinitesimal deve-se, adicionalmente, ressaltar que sua disposição paralela ao eixo B das dobras D_2 em um dado estágio desta deformação (talvez durante o processo de achatamento), é sugerido pelo paralelismo entre a lineação de estiramento mineral e os eixos B.

6.1.2.4. Megaestruturas D_2

Na região estudada, os contatos entre as diferentes unidades reconhecidas descrevem, quando analisados ao nível do mapa geológico, charneiras de megadobras que admitem a foliação principal S_2 ou $S_1.S_2$ como plano-axial.

O melhor exemplo dessas charneiras de megadobras D_2 ocorre a sul da Faz. Coqueiral e é descrito pela terminação, perpendicular à foliação S_2, da unidade dos biotita gnaisses tonalíticos em meio à unidade dos quartzitos placosos, e deste em meio à unidade dos biotita xistos quartzo-feldspáticos logo a leste da área mapeada (Fig. 6.20). Associada a esta megadobra D_2 tem-se, a oeste, uma dobra assimétrica de dimensões inferiores, mas também desenhada pelos contatos das unidades (Fig. 6.20).

A sudeste da Faz. Taguar, uma charneira de megadobra D_3, redobrada pelas fases tardias (D_3 e D_4), é reconhecida também a nível de mapa e pode ser acompanhada, no campo, pela repetição

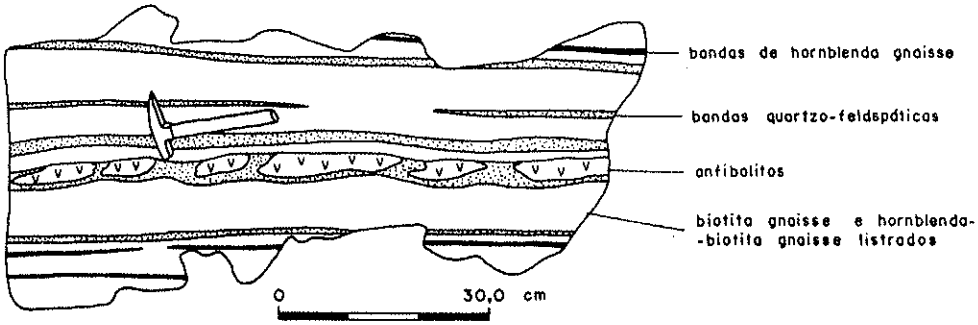


Figura 6.19. Estrutura de boudinagem de banco de anfibolito, em hornblenda-biotita gnaisses bandados. Afloramento OF/141.

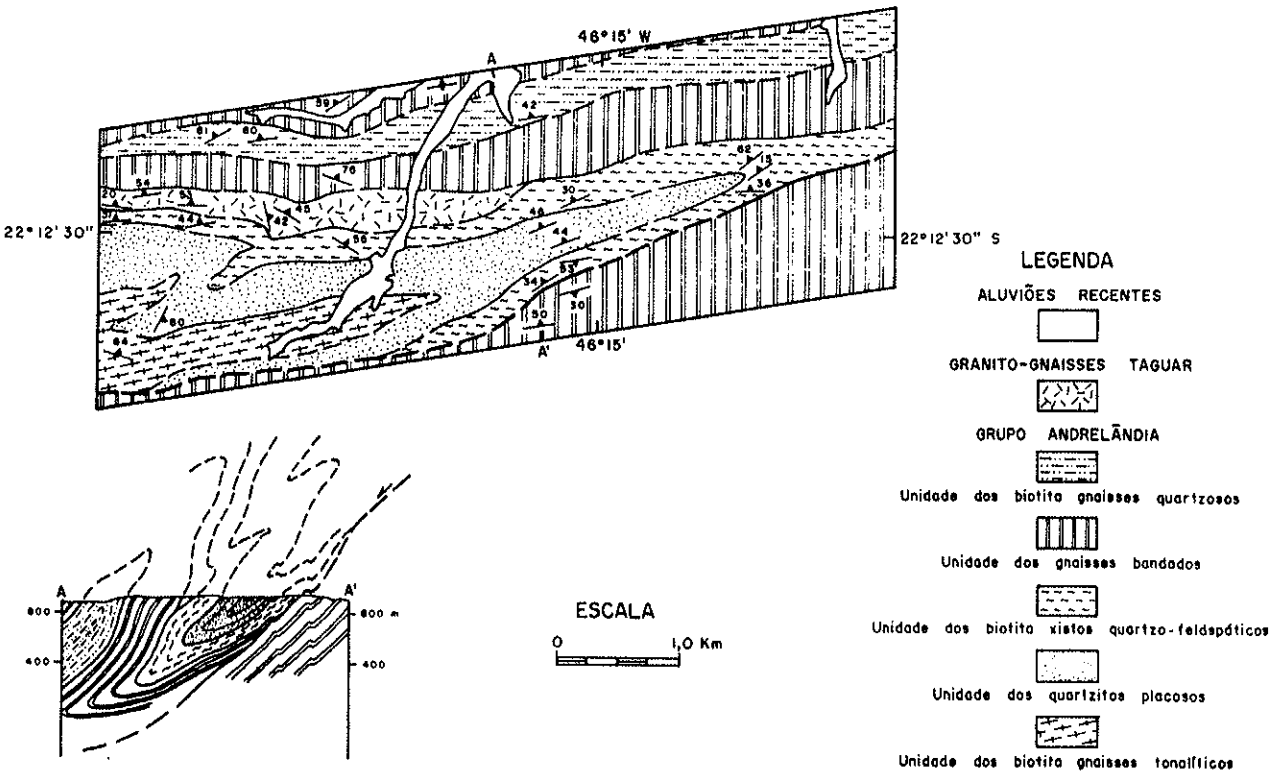


Figura 6.20. Mapa e perfil geológicos da zona de charneira de mega-dobra D_2. Observar a foliação S_2 perpendicular à terminação das unidades. Região a sudeste da fazenda Coqueiral.

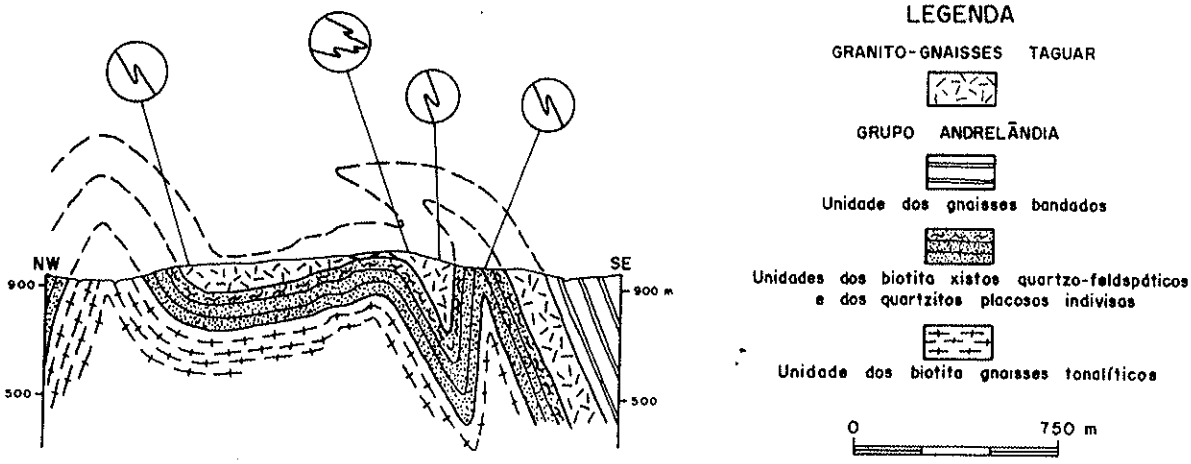


Figura 6.21. Perfil geológico mostrando a assimetria das dobras mesoscópicas D_2 observadas na zona de charneiras e flancos de mega-dobra. Região a sudeste da fazenda Taguar.

das unidades e mudança da assimetria das dobras mesoscópicas (Fig. 6.21).

As diversas outras charneiras de megadobras D_2 reconhecidas na região são representadas pelas terminações da unidade dos gnaisses quartzosos a norte de Crisólia (Anexo 2 e Perfis HH', II' e JJ'), a sul da Faz. do Feijoal de Baixo (Anexo 2 e Perfil FF'), e a norte da Faz. Santa Bárbara (Anexo 2 e Perfis AA', BB' e CC'), e pela terminação da seqüência xisto-quartzítica e dos granito-gnaisses Taguar na vertente norte da Serra do Matão (Anexo 2 e Perfil DD').

As megadobras caracterizadas nos parágrafos acima associam-se às quatro megaestruturas de dimensões muito superiores que foram denominadas no Capítulo 3 como Nappe Sinclinal Ribeirão do Tamanduá, Nappes Anticlinais Serra do Matão e Ribeirão do Turvo e Anticlinal Recumbente Caneleiras (Fig. 3.2 e Anexo 3).

O caráter de nappes de dobramento dessas megaestruturas D_2 pode ser reconhecido, tanto no campo como a nível de mapa e dos perfis geológicos, pelas sucessivas repetições, segundo a foliação principal S_2 ou $S_1.S_2$, de parte ou de toda a coluna litoestratigráfica do Grupo Andrelândia, e pela ocorrência de extensas áreas com polaridade invertida na foliação principal (vide item 4.2), definindo flancos invertidos com extensões superiores a 5 km (este limite inferior de aloctonia para caracterização de nappe corresponde àquele definido por Dennis et al., 1981).

Rupturas dos flancos destas nappes são evidenciadas pelas sobreposições dos níveis basais às unidades superiores do Grupo Andrelândia, como pode ser observado principalmente na metade oriental da área mapeada (Anexo 2 e Perfis AA', BB', CC', DD' e EE'). A importância destas rupturas é atestada, por outro lado, pela justaposição de distintos domínios paleogeográficos locais do Grupo Andrelândia, caracterizados por expressivas modificações da coluna litoestratigráfica principalmente no que diz respeito à espessura das unidades (Fig. 3.3). A despeito do reconhecimento

de tais rupturas, rochas intensamente deformadas (milonito-protomilonitos) foram observadas em apenas três afloramentos (OF/309, OF/310, OF/1018) ao longo dos contatos entre essas megaestruturas.

Finalmente, embora a metade ocidental do limite entre as Nappes Serra do Matão e Ribeirão do Turvo tenha sido estabelecida por fotointerpretação e a mesma unidade ocorra em ambos os lados deste limite, sua definição possibilita uma melhor resolução dos perfis geológicos à luz dos poucos dados existentes para esta área (ver Perfis HH', II' e JJ' do Anexo 3).

6.1.2.5. Orientação e vergência

A orientação dos elementos estruturais D_2, sejam planares, sejam lineares, está fortemente controlada pelos dobramentos tardios superpostos (ver itens 6.2.1, 6.2.2 e 6.2.3).

A foliação S_2 (ou $S_1.S_2$) e os planos axiais das dobras mesoscópicas D_2 exibem orientação preferencial EW-ENE com diferentes mergulhos ora para sul, ora para norte (Fig. 6.22). Nos diagramas estereográficos dos domínios homogêneos definidos com base na direção e sentido de mergulho dessas estruturas planares observa-se a disposição das mesmas segundo guirlandas referentes aos dobramentos tardios superpostos D_3 e D_4 (Fig. 6.23; ver itens 6.2.1 e 6.2.2.)

Os elementos lineares L_2 paralelos a B (vide item 6.1.2.2) orientam-se preferencialmente segundo a direção aproximada N55E (máximos em N58E/27, S48W/30 e S60W/10) e exibem dispersões ao longo de 3 planos orientados NE (N34E/24NW, N27E/00, N53E/00) e, secundariamente, segundo pequenos círculos centrados na direção N10E (Fig. 6.24). Como será analisado adiante, essas dispersões resultam respectivamente, dos dobramentos tardios D_4 e D_5.

Caracterizada a coluna litoestratigráfica do Grupo

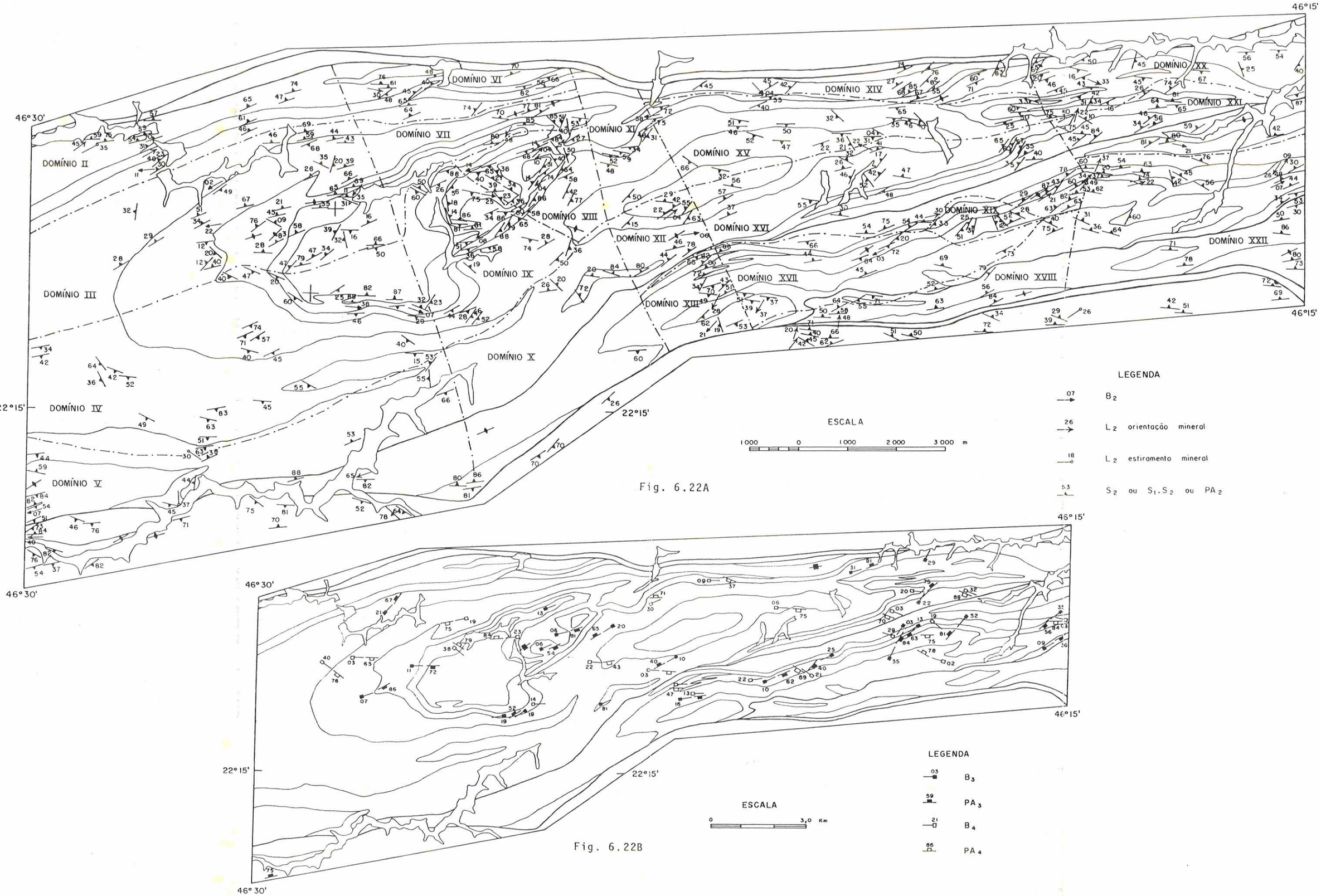


Figura 6.22. A - Mapa estrutural dos elementos planares e lineares D_2 do Grupo Andrelândia na área mapeada. B - Mapa estrutural dos elementos planares e lineares D_3 e D_4 do Grupo Andrelândia na área mapeada.

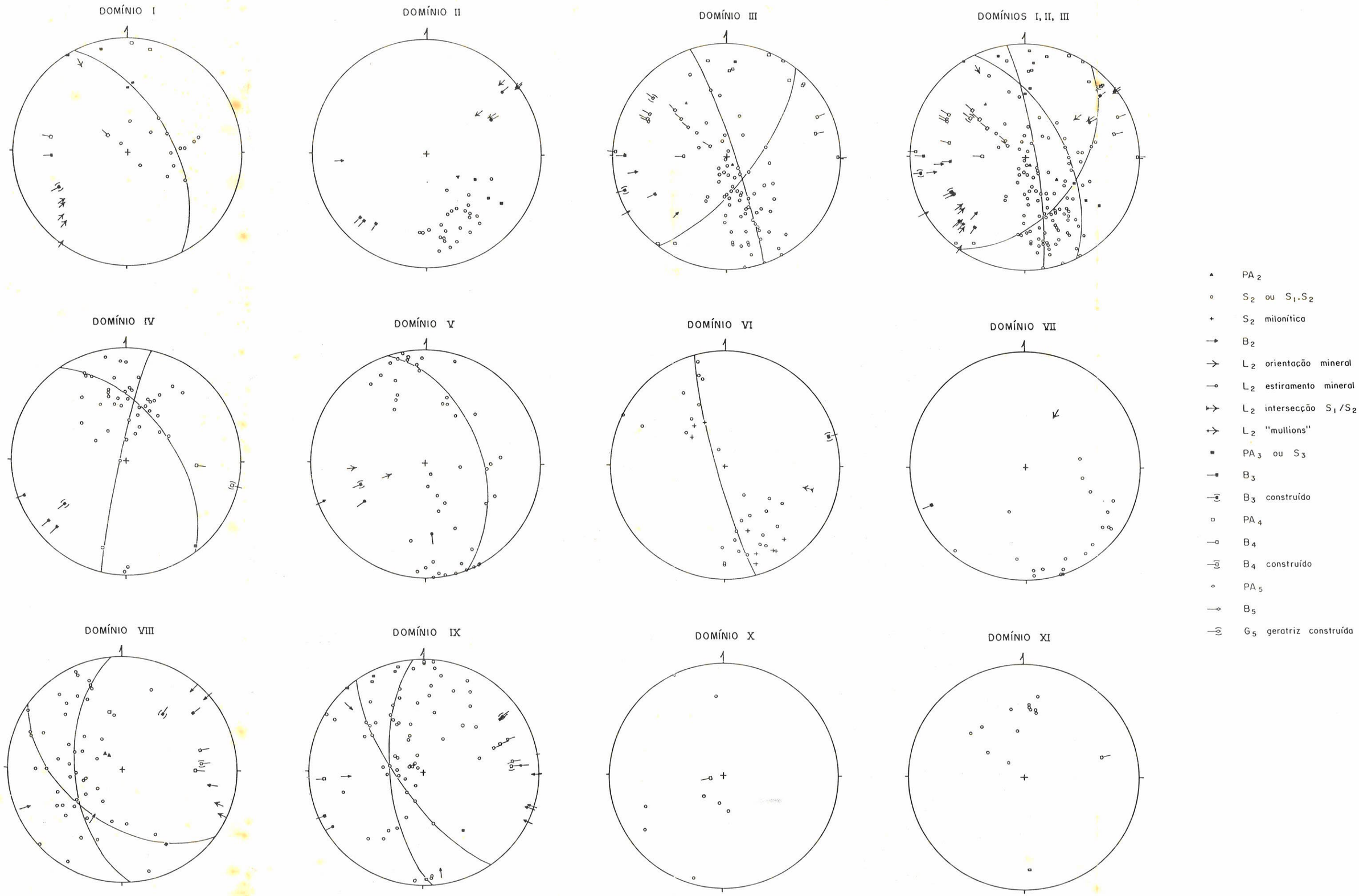
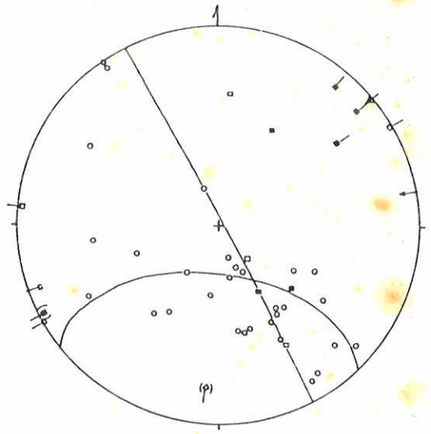
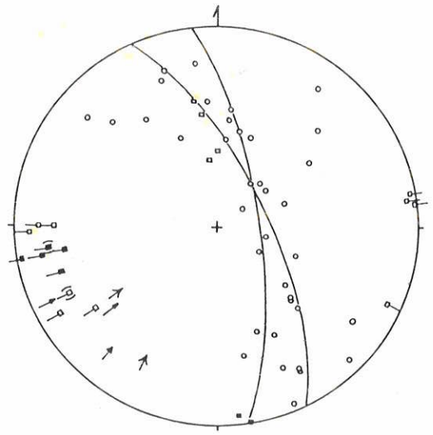


Figura 6.23. Estereogramas gerais dos domínios homogêneos definidos para a orientação e sentido do mergulho da foliação principal S2 (ou S1.S2) do Grupo Andrelândia na área mapeada.

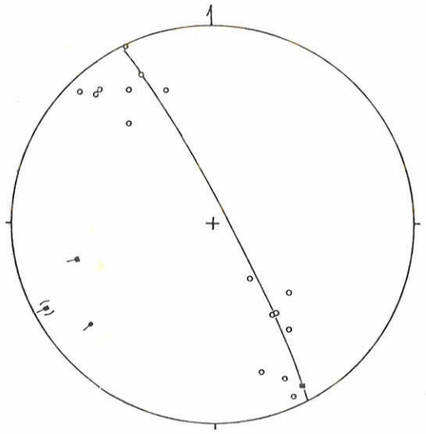
DOMÍNIO XII



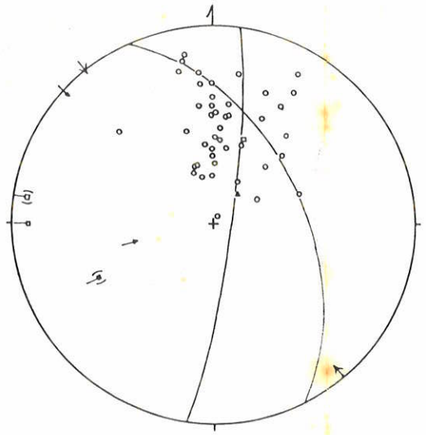
DOMÍNIO XIII



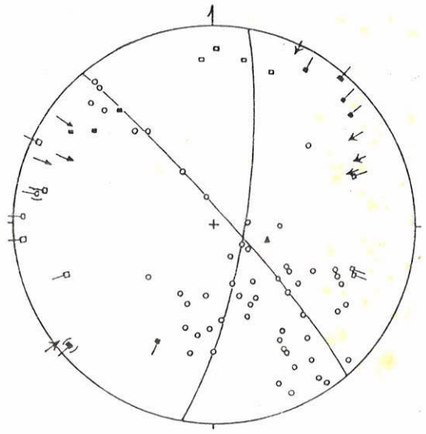
DOMÍNIO XIV



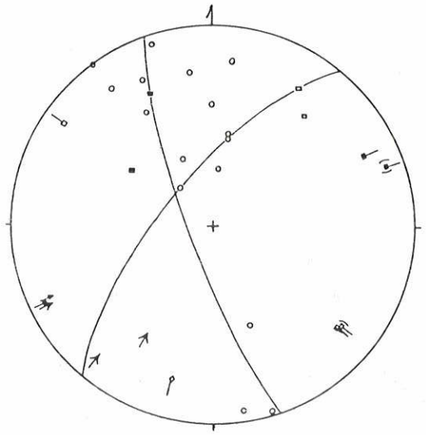
DOMÍNIO XV



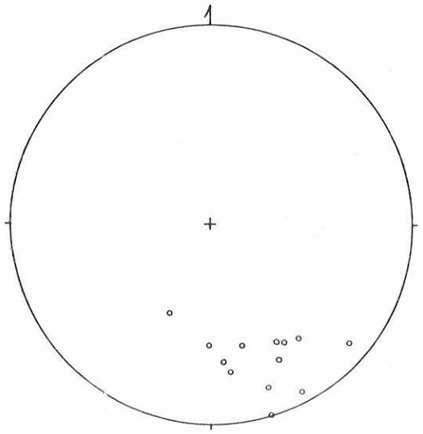
DOMÍNIO XVI



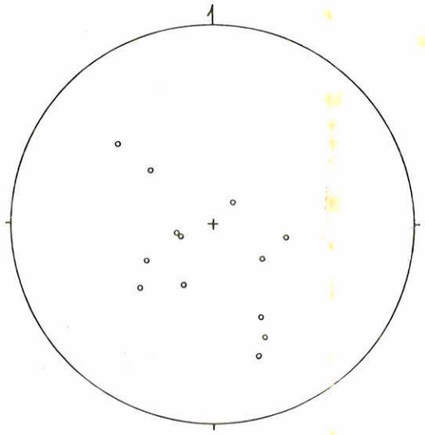
DOMÍNIO XVII



DOMÍNIO XVIII

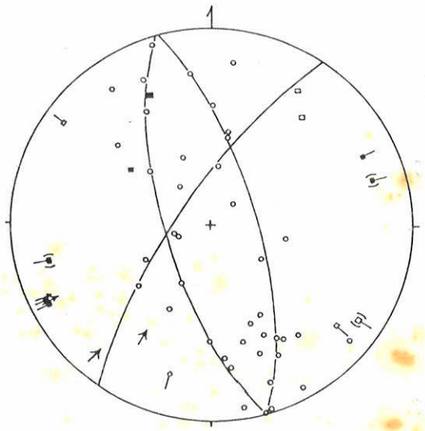


DOMÍNIO XIX

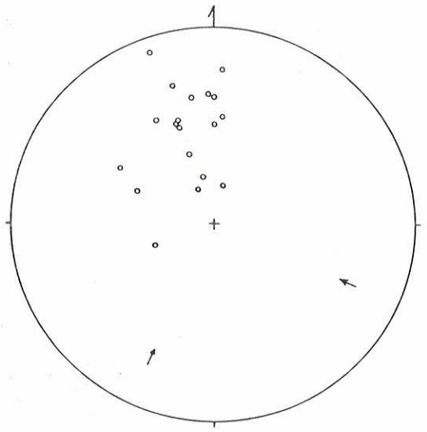


- ▲ PA_2
- ○ S_2 ou $S_1.S_2$
- + S_2 milonítica
- → B_2
- → L_2 orientação mineral
- —○ L_2 estiramento mineral
- ↦ L_2 intersecção S_1/S_2
- ↔ L_2 "mullions"
- ■ PA_3 ou S_3
- —■ B_3
- —(■) B_3 construído
- □ PA_4
- —□ B_4
- —(□) B_4 construído
- ◇ PA_5
- —○ B_5
- —(○) G_5 geratriz construída

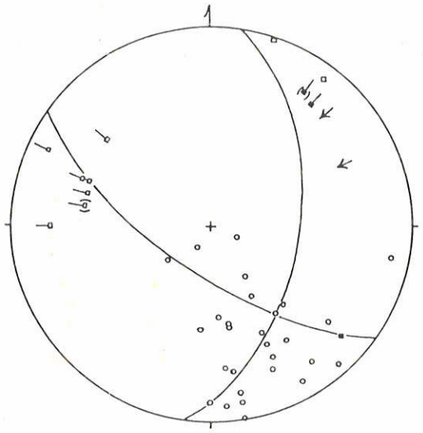
DOMÍNIOS XVII, XVIII, XIX



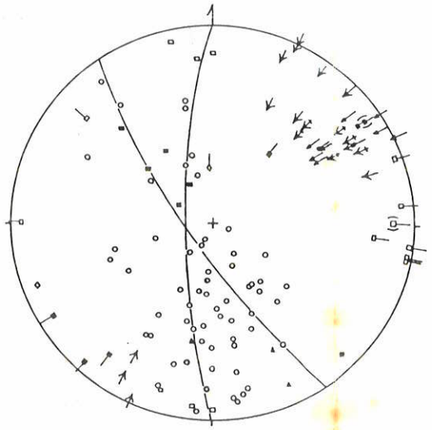
DOMÍNIO XX



DOMÍNIO XXI



DOMÍNIO XXII



Andrelândia na área e estabelecida sua correlação com as de regiões contendo indicações de topo e base (ver item 4.2), pôde-se reconhecer a natureza anticlinal e sinclinal das megadobras D_2 presentes na área (o caráter anticlinal ou sinclinal das nappes D_2 também é evidenciado pelo padrão de ruptura de seus flancos; ver Anexo 3). Com base nestes dados e na orientação preferencial dos elementos lineares paralelos a B_2, um sentido aproximado de N35W é indicado para a vergência tectônica da segunda fase de dobramento. Este sentido de transporte tectônico está de acordo com aquele reconhecido para a estrutura da Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé, cujo desenvolvimento foi penecontemporâneo à fase D_2 da Faixa Alto Rio Grande (vide Capítulo 3).

6.1.2.6. Metamorfismo

Na área estudada, os minerais seguramente recristalizados segundo a foliação S_2 foram localmente observados em zonas de charneiras de dobras mesoscópicas e em arcos poligonais nos micaxistos, e são representados por biotita, muscovita e, ocasionalmente, sillimanita. No entanto, são reconhecidas estáveis na foliação S_2 as paragêneses:

- hornblenda (verde escuro a verde médio amarronzado) + labradorita-andesina, nas rochas metabásicas;

- quartzo + muscovita + biotita + sillimanita + granada + estaurolita, nas rochas metapelíticas;

- hornblenda + biotita nos gnaisses quartzo-feldspáticos.

Por outro lado, as lineações minerais L_2 podem ser descritas por muscovita, biotita e sillimanita.

As relações descritas acima evidenciam condições metamórficas da facies anfibolito (entre a primeira e a segunda isógrada da sillimanita, ou na faixa de grau médio de Winkler, 1976)

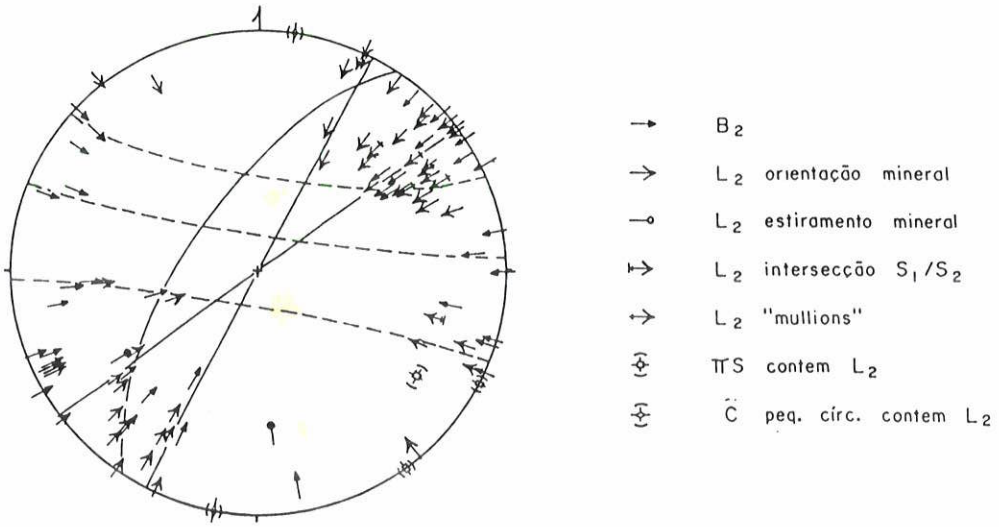


Figura 6.24. Estereograma das estruturas lineares L_2 para toda a área mapeada. (Vide explicação no texto).

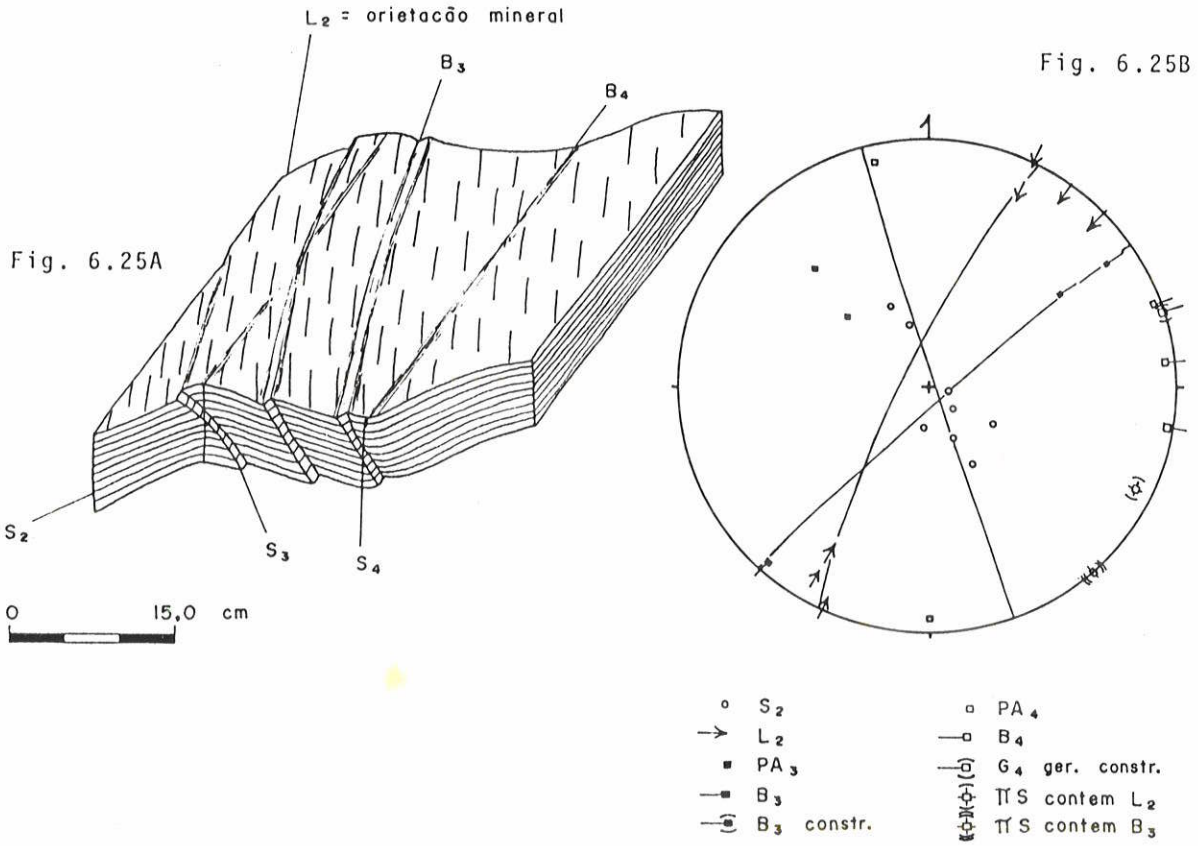


Figura 6.25. A - Dobra D_4 afetando S_2 e S_3 em quartzo-muscovita-biotita xisto. B- Estereograma ilustrando o dobramento quase cilíndrico da foliação S_2 e a dispersão das lineações L_2 e L_3 segundo, respectivamente, um grande círculo e um cone de grande abertura angular. Afloramento OF/663.

durante o desenvolvimento da segunda fase de deformação.

O crescimento de porfiroblastos subidiomórficos de estaurolita tardiamente à foliação S_2 foi observado em uma amostra de quartzo-micaxisto (OF/2234) pela presença de inclusões retilíneas em continuidade com a foliação externa de transposição de dobra D_2 (Fig. 6.6).

Foram observados localmente, veios ou bolsões decimétricos a métricos de granito a duas micas, inequigranular médio a grosso ou pegmatóide, e exibindo ou não à foliação S_2. Um pequeno corpo de biotita granito róseo hololeucocrático, equigranular médio e de aspecto nebulítico, foi mapeado na porção centro - sul da área. Ele é intrusivo na unidade dos biotita gnaisses tonalíticos e tem sua colocação anterior ou sincrônica à fase D_2 indicada pelo caráter primário de sua xistosidade.

6.2. DOBRAMENTOS TARDIOS SUPERPOSTOS

As sinformas e antiformas normais, abertas a apertadas, desenhadas ao nível do mapa geológico pelos contatos das unidades litoestratigráficas (ver Anexos 2 e 3), bem como pela foliação principal S_2 (ou $S_1.S_2$; Fig. 6.22), correspondem às últimas fases de deformação reconhecidas na região estudada. Estas dobras também ocorrem a nível mesoscópico e, subordinadamente, microscópico, e podem mostrar localmente interferência com as dobras das fases sin-xistosas.

A superposição entre fases pós-xistosas distintas pode ocasionalmente ser verificada, no campo, pela deformação dos elementos estruturais referentes a uma fase pelas dobras da fase subseqüente (Fig. 6.25) ou pela interferência de megadobras, como por exemplo na região a sudeste de São José do Mato Dentro (Anexo 2). É a partir da análise estereográfica, no entanto, que a definição e hierarquização dos dobramentos tardios pode ser melhor estabelecida:

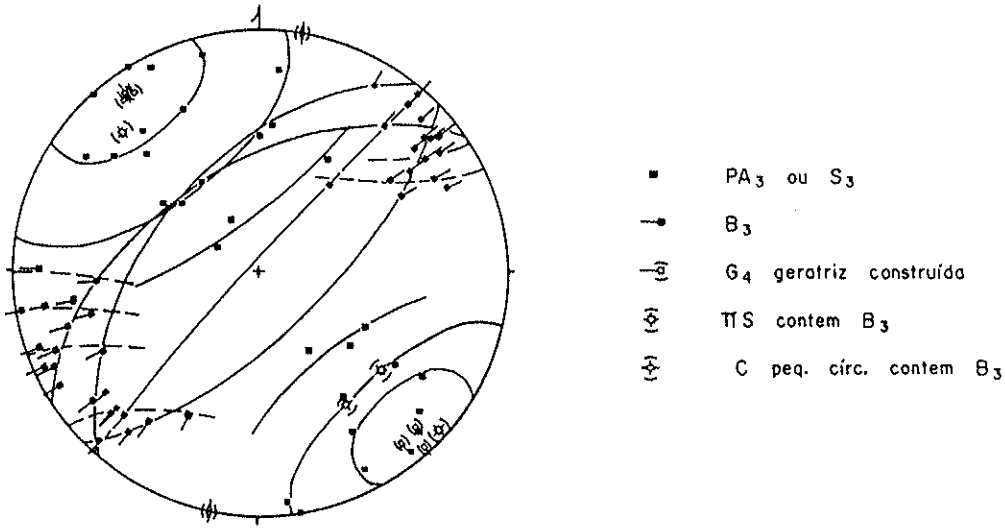


Figura 6.26. Estereograma das estruturas planares e lineares D_3 para toda a área mapeada (vide explicação no texto).

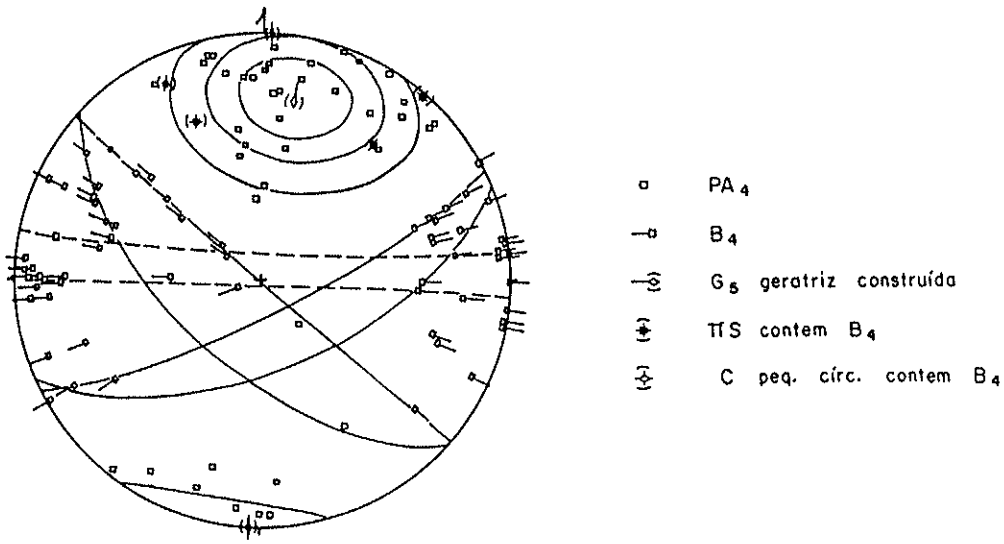


Figura 6.27. Estereograma das estruturas planares e lineares D_4 para toda a área mapeada (vide explicações no texto).

. na maior parte dos domínios homogêneos da foliação principal (Fig. 6.23) pode-se observar que ela se dispõe segundo duas guirlandas, cujos eixos construídos correspondem a grosso modo aos eixos medidos de dobras mesoscópicas pós-xistosas e que, adicionalmente, contêm os pólos dos planos axiais destas mesmas dobras. A cronologia relativa entre as duas fases pode ser caracterizada com base no padrão de dispersão dos eixos e planos axiais medidos em toda a área para uma das fases. No estereograma da figura 6.26 os eixos B_3 dispõem-se segundo quatro planos principais de dispersão orientados NE e cujos pólos (N45W/21, S34E/36, S48E/03 e S51E/36) correspondem a parte do conjunto dos eixos medidos da fase D_4 (Fig. 6.27); centradas segundo uma direção próxima à dos pólos destes planos de dispersão tem-se as geratrizes dos pequenos círculos descritos pelos pólos dos planos axiais PA_3 (Fig. 6.27).

. por outro lado, a disposição sistemática dos pólos dos planos axiais PA_4 segundo pequenos círculos de diferentes aberturas angulares e geratrizes centradas em N09E/25 caracterizam um dobramento cônico dos mesmos (Fig. 6.27).

6.2.1. Terceira Fase de Deformação (D_3)

> *"Em geral a zona Itapira-Ouro Fino-Pouso Alegre é a continuação do mega-anticlinal-Amparo, porém de estrutura mais complexa de alguns anticlinais e sinclinais fortemente comprimidos e em ambos os lados mergulhando para baixo de maciços graníticos empurrados."*
>
> H. Ebert, 1984

A configuração anticlinorial da foliação principal das unidades litoestratigráficas da Faixa Alto Rio Grande na região de Ouro Fino (Fig.3.1a) resulta de um conjunto de antiformes e sinformes normais tardios orientados sub-paralelamente aos limi

tes de exposição da Faixa (Anexo 2 e 3).

Os diagramas estereográficos da superfície S_2 (ou $S_1.S_2$) tomada indistintamente segundo agrupamentos dos domínios homogêneos, limitados pelas mega-inflexões NS (Fig. 6.28), mostram faixas (guirlandas AC) cujos pólos orientados NE/SW correspondem às dobras D_3 medidas (Fig. 6.26). A despeito das complexas disposições cônicas observadas nesses diagramas, evidenciando a superposição de pelo menos duas fases tardias, deve-se ressaltar que a geometria final da foliação principal na área está controlada principalmente pela terceira fase de dobramento.

Neste sentido, o desenvolvimento da citada megaestrutura anticlinorial, que representa um dos traços estruturais mais notáveis da área e que foi denominada de mega-anticlinal de Amparo por Ebert (1971, 1984b), pode ser atribuído à terceira fase de dobramento.

6.2.1.1. Dobras mesoscópicas D_3 e foliação S_3

As dobras da fase D_3 são, a nível mesoscópico, de dimensões centimétricas a métricas, abertas a apertadas e, raramente, de charneira aguda (Figs. 6.29, 6.30 e 6.31). As relações entre as aberturas dos arcos externo e interno dos níveis dobrados permitem classificá-las como pertencentes às subclasses 1B ou 1C de Ramsay (1960, 1967). Estas características geométricas indicam um mecanismo de "buckling" com deformação dos flancos para o desenvolvimento das mesmas.

A geometria cilíndrica de dobra métrica D_3 é evidenciada no estereograma da figura 6.31b pela disposição da foliação S_2 (ou $S_1.S_2$) ao longo de uma guirlanda que contém a foliação S_3 e cujo eixo construído corresponde àqueles medidos no afloramento. Este caráter cilíndrico pode também ser reconhecido, a nível macroscópico, em vários dos estereogramas dos domínios homogêneos definidos para a foliação princial (Fig. 6.23).

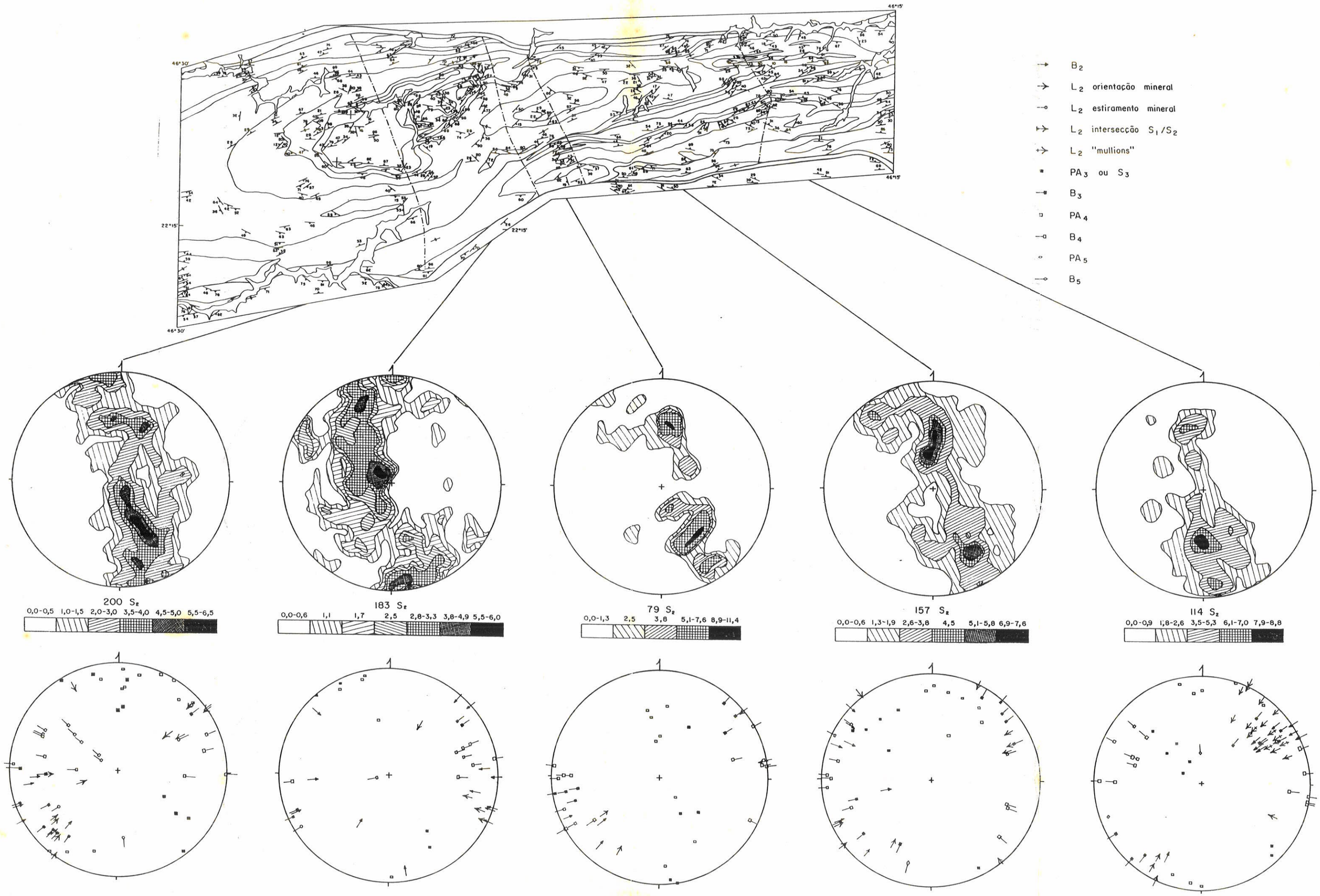


Figura 6.28. Estereogramas da foliação principal S_2 (ou S_1,S_2) dos agrupamentos de domínios homogêneos definidos pelos mapas de isofoliação.

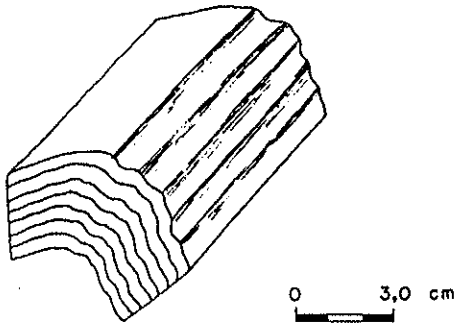


Figura 6.29. Dobra mesoscópica D_3 isópaca e com crenulações associadas, em anfibolito granonematoblástico médio. Amostra OF/1173B.

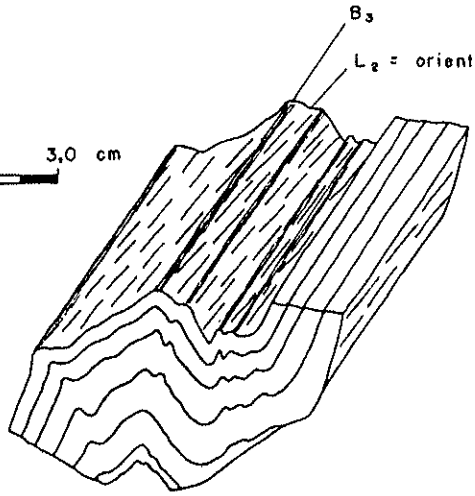


Fig. 6.30A

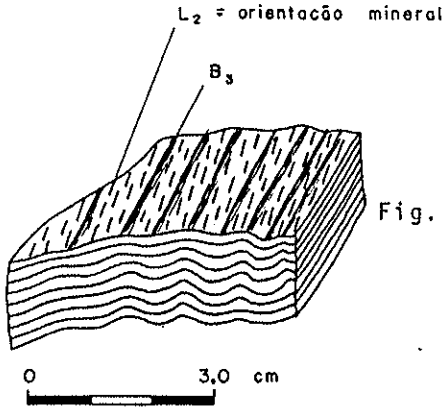


Fig. 6.30B

Figura 6.30. A - Dobra mesoscópica D_3 com crenulação associada, em muscovita-biotita xisto quartzo-feldspático. B - Crenulações D_3 em sillimanita-quartzo-muscovita biotita xisto a plagioclásio. Observa-se um quase paralelismo entre L_2 e L_3.

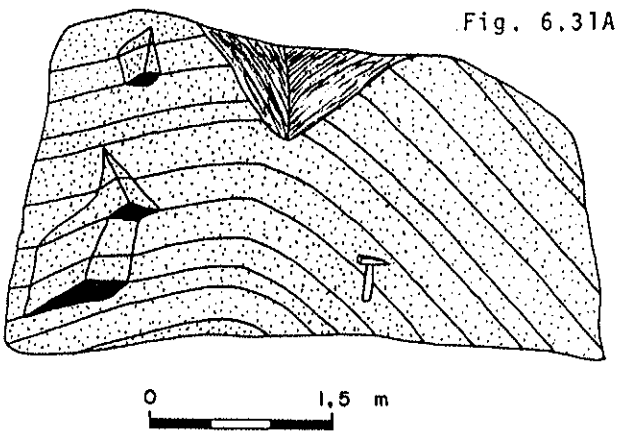


Fig. 6.31A

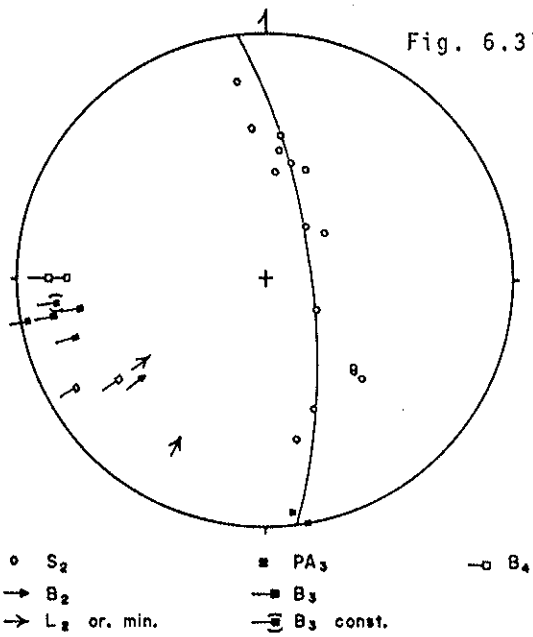


Fig. 6.31B

Figura 6.31. A - Dobra métrica D_3 isópaca em biotita quartzito placoso. B - Estereograma caracterizando a geometrica cilíndrica do dobramento (vide texto). Afloramento OF/132.

As dobras D_3 são diferenciadas daquelas referentes à fase D_4 pelo caráter geral mais intenso e pela orientação espacial, bem como pelos padrões de superposição com as estruturas das outras fases e de dispersão de seus elementos estruturais.

Nas rochas quartzíticas, as dobras D_3 podem ter associada, no intrado, uma clivagem de fratura plano-axial pouco espaçada. Nos termos metapelíticos, por outro lado, podem estar representadas por uma crenulação subcentimétrica a milimétrica, aberta a apertada e com desenvolvimento local de clivagem (Fig. 6.30).

6.2.1.2. Orientação e relações geométricas com as fases anteriores

As orientações preferenciais dos planos axiais PA_3 e eixos B_3 (Fig. 6.26) sugerem, em conjunto, uma orientação original próxima a N50E/S50W para a fase D_3. Contudo, a disposição final destes elementos estruturais D_3 está controlada pelos dobramentos subseqüentes.

Como descrito anteriormente, as dispersões principais dos eixos B_3 segundo quatro grandes círculos de direção média N45E e a disposição dos pólos dos planos PA_3 em pequenos círculos com geratrizes centradas próximo a direção N40W, (Fig. 6.26) resultam da deformação dos mesmos pela fase D_4. Por outro lado, a dispersão secundária dos eixos B_3 segundo pequenos círculos centrados na direção NNE (Fig. 6.26) é produto do dobramento D_5.

Com respeito à provável geometria primária dos planos axiais PA_3, a caracterização de cones D_4 distintos com aberturas angulares variadas sugere sua disposição original em leque.

A coaxilidade entre as fases D_3 e D_2 é atestada pelo padrão de interferência tipo 3 (Ramsay, 1962, 1967) observado entre dobras macroscópicas das duas fases nos perfis geológicos (Anexo 3). Este caráter coaxial pode também ser assinalado pelo

quase paralelismo da lineação mineral L_2 com os eixos de dobras mesoscópicas D_3 (Fig. 6.30), pela orientação preferencial dos eixos B_3 paralela às lineações L_2 do tipo B, bem como pela equivalência dos padrões de dispersão dos elementos lineares L_2 e L_3, como pode ser observado comparando-se as figuras 6.24 e 6.26.

6.2.1.3. Metamorfismo

Nas unidades do Grupo Andrelândia e nos granito-gnaisses Taguar não foi possível reconhecer, na região estudada, registros seguros das condições de metamorfismo que prevaleceram durante os dobramentos tardios superpostos. No entanto, uma provável contemporaneidade entre o desenvolvimento da fase D_3 e das reações retrometamórficas observadas nessas unidades (transformação de hornblenda para biotita verde claro ou clorita, de biotita para clorita ± titanita, de sillimanita para sericita, de granada para clorita) pode ser estabelecida com base na correlação desta fase D_3 com a fase D_1 da Formação Pouso Alegre - Eleutério que recobre discordantemente o Grupo Andrelândia (Fig. 3.1 e Anexo 2).

Ao lado do paralelismo entre a foliação S_1 da Formação Pouso Alegre - Eleutério e os planos axiais PA_3 e a foliação S_3 dos Grupos Andrelândia e Itapira, reconhecido na área estudada ou regionalmente, a identidade entre estas duas estruturas pode também ser demonstrada pela equivalência das paragêneses descritas em ambas as foliações no domínio do Grupo Itapira, logo a sul da Falha Córrego do Mandu (NE de Ouro Fino).

A xistosidade ardosiana S_1 nos filitos, metarcósios e meta-arenitos da Formação Pouso Alegre-Eleutério é definida pela orientação preferencial de sericita (nos dois últimos litotipos desenvolvida sobre grãos de feldspato cujos contornos podem ainda ser reconhecidos a nível de amostra de mão) e grãos achatados de quartzo; porfiroblastos de muscovita segundo S_1 ou truncando esta foliação, bem como agregados de clorita e porfiroblastos de magnetita idiomórfica com zonas de sombra de pressão, foram

observados em algumas amostras (Fig. 6.32). Essas condições metamórficas da facies xisto verde descritas para S_1 são também caracterizadas em muscovita-quartzo xistos do Grupo Itapira pela presença de porfiroblastos de muscovita segundo o plano axial de crenulação D_3.

6.2.2. Quarta Fase de Dobramento (D_4)

A quarta fase de dobramento D_4, prontamente caracterizada a partir da análise estereográfica dos elementos estruturais das fases D_2 e D_3, está representada, no campo, principalmente por dobras mesoscópicas. A nível do mapa geológico, a fase D_4 limita-se a antiformas e sinformas de orientação NW/SE que ocorrem a sudeste de São José do Mato Dentro; um importante mega-sinclinal D_4, reconhecido entre Bueno Brandão e Sapucaí, é responsável pela inflexão da orientação geral EW-ENE das unidades da Faixa Alto Rio Grande na região de Ouro Fino-Pouso Alegre para a orientação geral NNE na região de Amparo-Socorro.

6.2.2.1. Dobras mesoscópicas D_4

As dobras mesoscópicas D_4 correspondem de ondulações suaves a dobras abertas (estas mais freqüentemente no intrado das estruturas) decimétricas a centimétricas (Figs. 6.25 e 6.33). A semelhança das aberturas dos arcos externo e interno permitem classificá-las como dobras isópacas da subclasse 1B ou, subordinadamente, 1A (Ramsay, 1960, 1967). Nos micaxistos, a fase D_4 pode ocasionalmente estar representada por "kinks" centrimétricos.

Uma geometria cilíndrica para as dobras D_4 a nível dos domínios homogêneos é caracterizada, como no caso da fase D_3, pela disposição da foliação principal (S_2 ou $S_1.S_2$) segundo guirlandas que contêm os planos axiais PA_4 e cujos eixos correspondem àqueles medidos no campo. Já as dobras mesoscópicas D_4 podem ajus

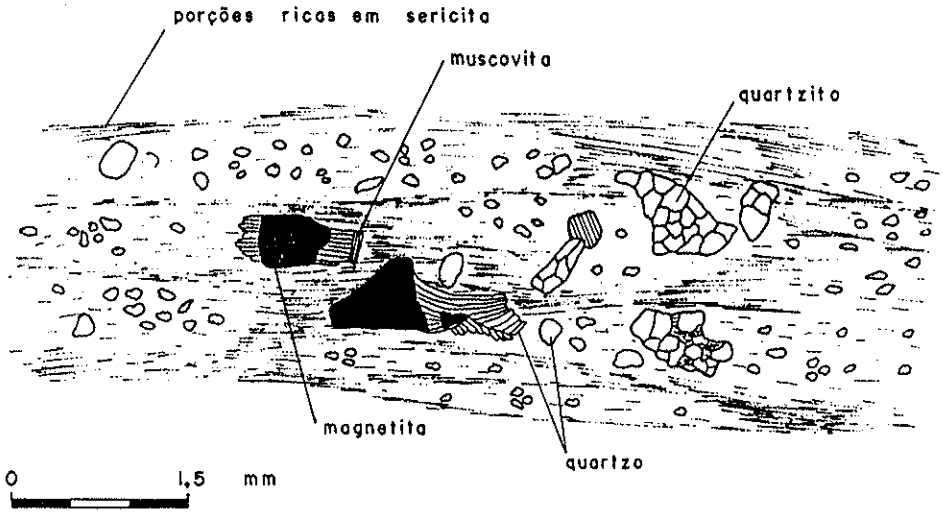


Figura 6.32. Esquema de lâmina ilustrando a foliação S_1 da Formação Pouso Alegre-Eleutério, em magnetita-quartzo-sericita filito. Amostra OF/1281A.

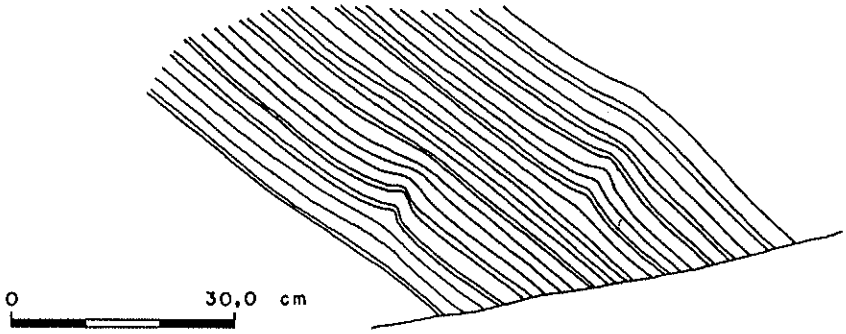


Figura 6.33. Dobra mesoscópica D_4 aberta no intrado e suave no extrado. Afloramento OF/299.

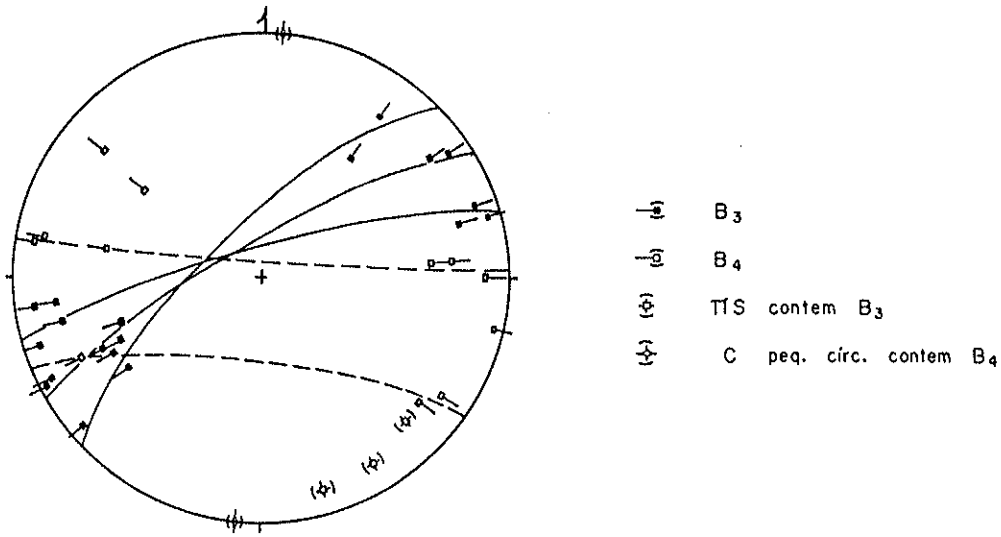


Figura 6.34. Diagrama sinóptico dos eixos B_3 e B_4 construídos para os diferentes domínios homogêneos definidos.

tar-se melhor a uma geometria cônica (Fig. 6.25B), embora a grande abertura angular (> 87°) ainda permita aproximá-las de dobras cilíndricas.

6.2.2.2. Orientação e relações geométricas com as fases anteriores

A orientação preferencial original da fase D_4 pode ser estabelecida a partir da análise estereográfica dos eixos B_4 e planos axiais PA_4, bem como dos padrões de redobramento dos elementos lineares L_2 e L_3 para esta fase.

No estereograma da figura 6.27 observam-se os eixos B_4 dispostos segundo quatro planos principais de dispersão, dois orientados próximos à direção N65E e dois próximo à direção N50W. A equivalência destes planos com os planos PA_4 medidos indica que esta dispersão principal dos eixos B_4 é primária e resulta do fato de a foliação principal (superfície de referência) encontrar-se já anteriormente dobrada (Ramsay, 1960, 1967).

Como pode ser observado no estereograma da figura 6.26b, as dispersões dos elementos lineares L_2 e L_3 na zona de charneira de dobra mesoscópica D_4 ocorrem, respectivamente, segundo um grande círculo e um círculo mínimo de grande abertura angular (~ 90°) com pólo e geratriz dispostos aproximadamente na direção N50W, que também representa a direção média dos pólos dos planos principais de dispersão destas estruturas lineares no conjunto da área (Figs. 6.24 e 6.26).

As características geométricas descritas acima indicam para a fase D_4 uma orientação primária próxima a N50W, que também está registrada pelas suas megaestruturas reconhecidas a sudeste de São José do Mato Dentro (Anexo 2) e na região entre Bueno Brandão e Sapucaí, bem como pelo dobramento cônico dos planos axiais PA_3 (Fig. 6.26).

Os padrões de dispersão dos elementos lineares L_2 e L_3, indicativos da ortogonalidade da fase D_4 em relação às fases D_2 e D_3, sugerem adicionalmente o desenvolvimento das dobras D_4 por um mecanismo de "buckling" (Ramsay, 1960, 1967), que também é indicado pela geometria das superfícies dobradas sucessivas (subclasses 1B-1C).

Finalmente, as dispersões secundárias dos eixos B_4 segundo pequenos círculos centrados na direção N09E e a disposição dos pólos dos planos PA_4 e dos planos de dispersão principal de B_4 segundo pequenos círculos de geratrizes em N09E/25 (Fig. 6.27) representam a deformação dos mesmos pela fase D_5.

6.2.3. Quinta Fase de Dobramento (D_5)

A existência de uma quinta fase de dobramento nas unidades litoestratigráficas da região estudada pode ser caracterizada principalmente pela análise estereográfica dos elementos estruturais dos dobramentos anteriores:

- a disposição dos pólos dos planos axiais PA_4 segundo pequenos círculos de diferentes aberturas angulares e com geratriz centrada em N09E/25 caracteriza o dobramento cônico dos mesmos (Fig. 6.27);

- as dispersões secundárias sistemáticas das estruturas lineares L_2, L_3 e L_4 segundo pequenos círculos centrados na direção média N10E - S10W (Figs. 6.24, 6.26 e 6.27) assinalam o dobramento das mesmas também por uma fase oblíqüa orientada NNE/SSW;

- em alguns dos agrupamentos de domínios homogêneos da figura 6.28 observam-se fugas dos máximos da foliação principal, com mergulhos fortes a moderados, ao longo de pequenos círculos que também evidenciam um dobramento por uma fase de orientação média N10E-S10W.

Dobras mesoscópicas provavelmente referentes à fase D_5 foram observadas em apenas dois afloramentos e correspondem a ondulações suaves centimétricas com eixos orientados NS-SSW, segundo o caimento da foliação principal.

A nível do mapa geológico, podem ser reconhecidas diversas megaestruturas atribuíveis à fase D_5. A direção da foliação principal e, em parte, os contatos das unidades mapeadas, descrevem mega-inflexões orientadas em torno de NS. Em alguns dos domínios homogêneos da zona de charneira da mega-inflexão presente na porção central da área (e.g.: Domínio XII), a disposição da foliação principal está controlada principalmente pela fase D_5.

Os padrões de dispersão dos elementos lineares das fases anteriores segundo pequenos círculos indicam um provável mecanismo de "buckling" para o desenvolvimento das dobras da fase D_5 (Ramsay, 1960, 1967).

6.2.4. Megaestruturas Tardias

As duas principais megaestruturas tardias reconhecidas são representadas pelo Anticlinório Taguar e pelo Sinclinal Feijoal de Baixo, respectivamente, de caráter dômico e em bacia. A complexa geometria destas megaestruturas, como será descrito a seguir, resulta da interferência entre as três fases de dobramento tardias, bem como de megadobras D_2.

A denominação Anticlinório Taguar é aqui empregada para descrever o mega-anticlinal que ocorre a sudeste de São José do Mato Dentro ao qual se associam antiformes e sinformes de diferentes ordens (Anexo 2 e Perfis FF', GG', HH', II', JJ' e KK' do Anexo 3).

Nos domínios homogêneos ou agrupamentos de domínios da área dessa megaestrutura (Figs. 6.23 e 6.28), as projeções estereográficas da foliação principal mostram a superposição de dois

dobramentos cilíndricos abertos com eixos construídos orientados próximo a S65W e N50W-S75E na metade ocidental (Domínios I, II, III e IV) e próximo a N55E e N85E na metade oriental (Domínios VI, VII, VIII e IX). Estes dobramentos podem ser atribuídos, respectivamente, às fases D_3 e D_4.

A nível de mapa geológico, enquanto a estrutura anticlinal principal corresponde à orientação da fase D_3, as estruturas relacionadas à orientação da fase D_4 são representadas pelos anticlinais e sinclinais que ocorrem principalmente na porção sudoeste do anticlinório. Estas estruturas D_4, juntamente com uma megadobra D_2 que ocorre na mesma região, são responsáveis pelo caráter assimétrico do Anticlinório Taguar.

O Sinclinal Feijoal de Baixo, estruturalmente reconhecido ao longo de praticamente toda a área estudada, está bem definido pelos contatos das unidades litoestratigráficas principalmente na região a sudeste e leste do Anticlinório Taguar (Anexos 2 e 3).

Nos estereogramas da foliação principal para os domínios homogêneos e agrupamentos de domínios da região desse sinclinal também se reconhece a superposição das fases D_3 e D_4, cujas guirlandas admitem uma variação sistemática dos eixos construídos de oeste para leste segundo, respectivamente, as orientações médias: S60W e S75E (Domínios IV e V); N50E e N75E (Domínios VIII, IX e X); S50W-S80W e S65W (Domínios XI, XII e XIII); N70E-S70W e N80W-S55E (Domínios XIV, XV, XVI, XVII, XVIII, XIX); N50E e E-N80W (Domínios XX, XXI e XXII).

No caso do Sinclinal Feijoal de Baixo, ao contrário do Anticlinório Taguar, é reconhecida, a nível de mapa geológico, estrutura referente exclusivamente à fase D_3, representada pelo mega-sinclinal orientado NE. A ocorrência da seqüência gnáissica intermediária tanto no extrado como no intrado desse sinclinal resulta do redobramento de megadobra D_2 (Perfil FF' do Anexo 3).

O caráter dômico do Anticlinório Taguar e em bacia do Sinclinal Feijoal de Baixo, evidenciado no mapa geológico por suas terminações braquianticlinais e braquissinclinais, respectivamente, resultam da deformação da fase D_3 pela fase D_4 e destas duas pela fase D_5, como é evidenciado no estereograma da figura 6.34 pelos padrões de dispersão do conjunto dos eixos B_3 e B_4 construídos para os domínios homogêneos e agrupamentos de domínios (Comparar com os padrões das Figs. 6.24, 6.26 e 6.27).

6.3. ZONAS LINEARES DE CISALHAMENTO

O Grupo Andrelândia, na área estudada, encontra-se limitado com o Grupo Itapira e o Complexo Pinhal por duas zonas lineares de cisalhamento que correspondem, respectivamente, às Falhas* Córrego do Mandu e de Jacutinga (Anexo 2 e Figs. 3.2 e 4.1). A sul de Ouro Fino, uma terceira estrutura deste tipo está representada pela Falha de Monte Sião que aí limita o Grupo Itapira com a Faixa Blastomilonítica Mostardas (Fig. 3.2).

Reconhecidas regionalmente por dezenas ou mesmo centenas de quilômetros (Fig. 3.1), essas zonas lineares de cisalhamento são em grande parte mapeáveis na escala 1:50.000, admitindo um conjunto de rochas miloníticas** espesso de dezenas a centenas de metros. Elas exibem orientação geral EW-ENE, mais ou menos paralela às unidades da Faixa Alto Rio Grande, e mostram inflexões segundo as direções NS e NW. As Falhas de Jacutinga e Monte Sião mergulham dominantemente no mesmo sentido que a foliação principal das unidades adjacentes, a primeira preferencialmente para norte e a segunda para sul; na porção centro-oeste da Falha Córrego do Mandu, na área mapeada, seu mergulho dominante para norte é em sentido contrário ao da foliação principal do Grupo Itapira.

As características estruturais e metamórficas das

---

* o termo "Falha" será aqui mantido para a designação individual das zonas lineares de cisalhamento, pois encontram-se já consagrados na literatura geológica local.

** a definição e classificação de rochas miloníticas propostas por Sibson (1977) são adotadas no presente estudo.

zonas lineares de cisalhamento, bem como suas relações com as macroestruturas de dobramento das unidades adjacentes, evidenciam, como será descrito a seguir, uma complexa evolução polifásica para as mesmas.

6.3.1. Caracterização Estrutural e Metamórfica

Ao longo das três zonas lineares de cisalhamento mapeadas são reconhecidos dominantemente milonitos e ultramilonitos placosos, cinza médio a escuro e de granulação muito fina. Na Falha de Jacutinga, em sentido ao Complexo Pinhal, são também comuns as ocorrências métricas de protomilonito-granito-gnaisses com matriz cinza esverdeada de granulação fina, e grande quantidade de porfiroblastos ocelares de feldspato potássico róseo com dimensões de até 4,0 cm.

O intenso desplacamento e a granulação muito fina dos milonitos e ultra-milonitos lhes conferem aspecto filonítico quando eles se encontram semi-alterados ou alterados. Um fino bandamento é ressaltado pela alteração dessas rochas, com a alternância de bandas milimétricas com diferentes tonalidades de cinza esverdeado e/ou vermelho rosado.

Microscopicamente, a foliação S_c é definida principalmente por "ribbons" submilimétricos descontínuos de quartzo intensamente deformado e recristalizado (em geral poligonalmente), grãos muito alongados de minerais opacos, e pela orientação preferencial de grãos de biotita verde claro, sericita e clorita, com dimensões inferiores a 0,1 mm. Grãos milimétricos a submilimétricos de feldspatos, carbonato e epidoto também podem estar presentes.

Em uma amostra de milonito róseo esverdeado da Falha de Jacutinga a foliação S_c está definida por grãos alongados de quartzo e feldspato que possuem dimensões médias de 0,3-0,5mm. Fino bandamento observado em amostra de mão e ao microscópio é caracterizado pela alternância de bandas mais ricas em feldspato e

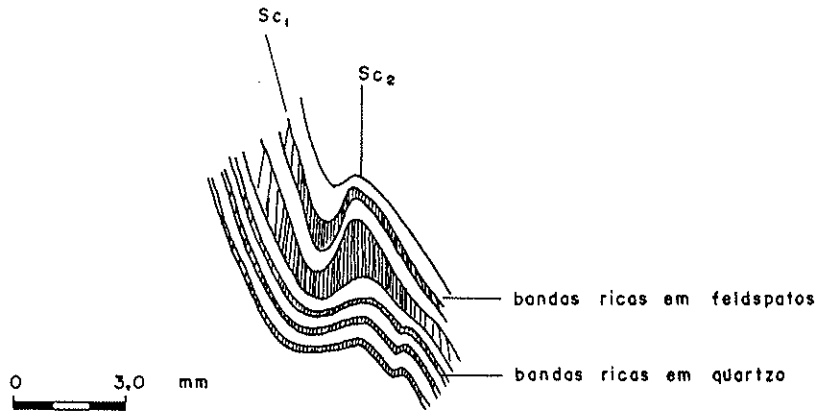


Figura 6.35. Blastomilonito da Falha de Jacutinga crenulado milimetricamente com foliação plano-axial protomilonítica. Amostra OF/742.

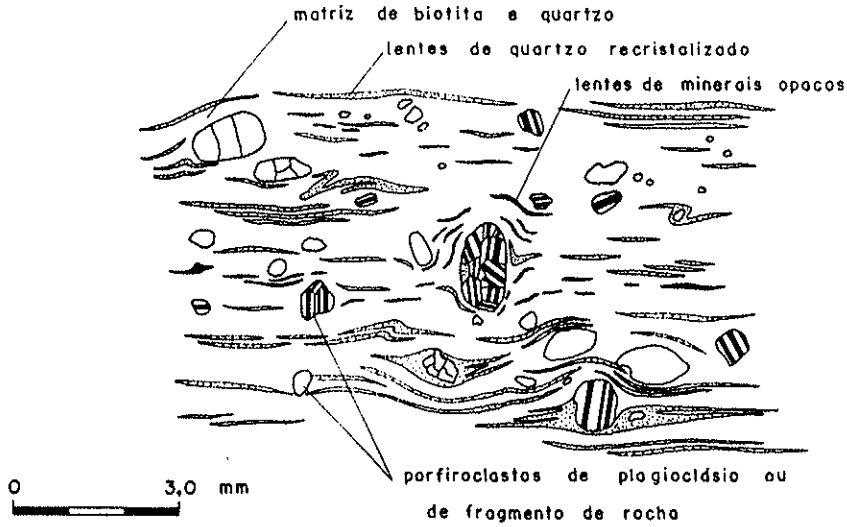


Figura 6.36. Milonito-ultramilonito da Falha de Monte Sião com porfiroclastos rotacionados e microdobras isoclinais descritas pela foliação milonítica. Amostra OF/523A

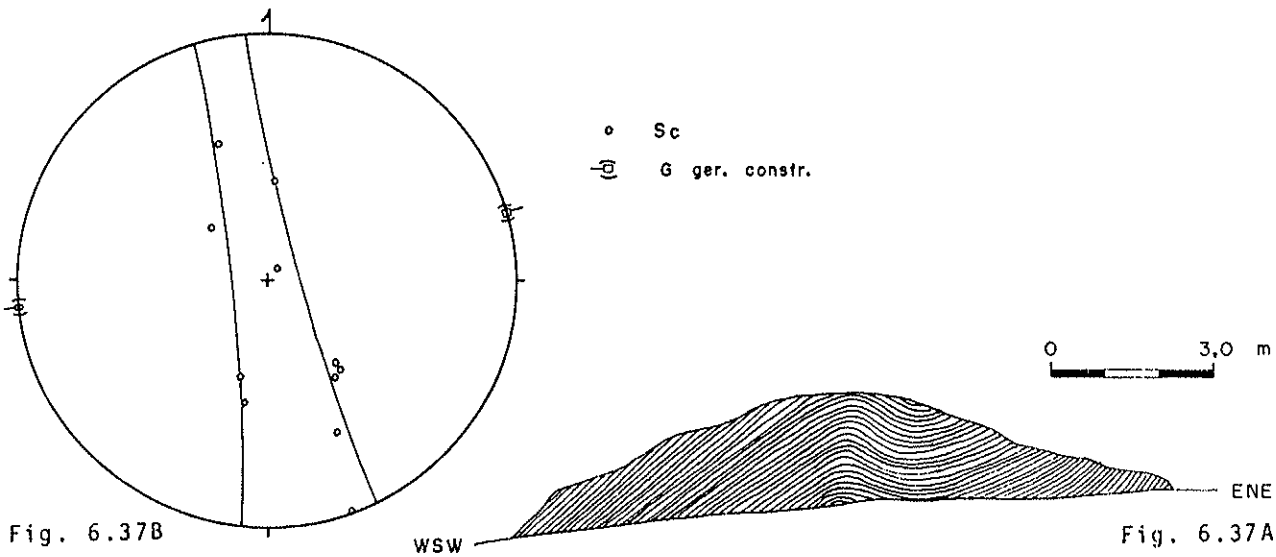


Fig. 6.37B

Fig. 6.37A

Figura 6.37. A - Dobra métrica em milonito-ultramilonitos da Falha de Monte Sião. B - Estereograma mostrando padrão cônico a quase cilíndrico do dobramento. Afloramento OF/354.

bandas mais ricas em quartzo, e encontra-se subcentimetricamente crenulado. Nessa amostra reconheceu-se adicionalmente uma foliação Sc_2 plano-axial às crenulações e definida por intensa recristalização de quartzo (Fig. 6.35).

Os porfiroclastos presentes nos milonitos e ultramilonitos são de plagioclásio, feldspato potássico e, ocasionalmente, de fragmentos de rocha, e possuem dimensões milimétricas, raramente atingindo mais de 1 cm. Nos protomilonito-gnaisses da Falha de Jacutinga, os porfiroclastos são representados essencialmente por microclínio e têm dimensões da ordem de 2,0 a 4,0 cm. Os porfiroclastos mostram intensa deformação, em geral com extinção ondulante, recuperação e, quando presentes, geminações dobradas ou mesmo rompidas; fraturamento perpendicular à maior dimensão dos porfiroclastos centimétricos de feldspato, bem como microgranulação nas suas bordas, podem ser localmente observados. A foliação Sc mostra fortes inflexões em torno dos porfiroclastos que podem exibir terminações alongadas constituídas de agregado microgranular e que indicam o sentido de rotação dos mesmos (Fig. 6.36).

O bandamento e/ou a foliação dos milonitos e ultramilonitos podem exibir, principalmente nas proximidades dos porfiroclastos, microdobras apertadas a isoclinais, no segundo caso com a própria foliação Sc plano-axial (Fig. 6.36).

Lineações de estiramento mineral foram observadas fundamentalmente nos protomilonito-granito-gnaisses milonitos da Falha de Jacutinga, e em um único afloramento de uma ramificação da Falha de Monte Sião. São definidas pelo estiramento de feldspato e/ou agregados quartzo-feldspáticos, e orientam-se paralelamente à direção da foliação Sc, indicando um caráter transcorrente dessas falhas pelo menos durante a geração dessas estruturas. Provavelmente também associadas a este período de evolução, as inflexões da foliação principal das unidades do Grupo Andrelândia junto a Falha de Jacutinga, tomando uma orientação submeridional (Fig. 6.21), indicam um sentido de movimento sinistral.

A maioria das amostras de milonitos e ultramilonitos

estudadas tem como minerais neoformados segundo a foliação Sc principalmente quartzo, plagioclásio, biotita verde-claro, sericita, clorita e epidoto, que em conjunto atestam condições da facies xisto verde para o desenvolvimento principal das zonas lineares de cisalhamento. Nos protomilonito-granito-gnaisses, a neoformação de anfibólio verde claro (tremolita-actinolita) sugere, adicionalmente, um desenvolvimento inicial sob condições da facies anfibolito baixo.

6.3.2. Relações com as Fases de Dobramento

O início do desenvolvimento das zonas lineares de cisalhamento tardia ou posteriormente à fase D_2 pode ser caracterizada a partir do contraste do metamorfismo da facies xisto verde a anfibolito baixo, observado nas rochas miloníticas e blastomiloníticas, com as paragêneses da facies anfibolito médio a alto estáveis nas estruturas D_2. Truncamentos da foliação principal (S_2 ou $S_1.S_2$) das unidades da Faixa Alto Rio Grande pela foliação S_c das zonas lineares de cisalhamento são localmente observados no campo ou caracterizados nos perfis geológicos (Anexo 3 e Fig. 3.2).

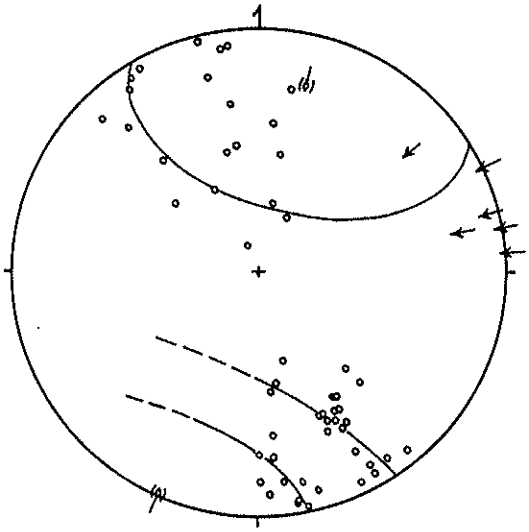
As paragêneses metamórficas estáveis na foliação Sc dos milonitos e blastomilonitos evidenciam, adicionalmente, condições de metamorfismo mais intensas que aquelas descritas para a fase D_3 (vide item 6.2.1.3), e sugerem portanto seu desenvolvimento anterior a esse dobramento. A continuidade da evolução das zonas lineares de cisalhamento posteriormente à fase D_3 é registrado, contudo, pelos truncamentos das megaestruturas D_3, observados em diversas localidades, como por exemplo o truncamento observado no anticlinal principal do Anticlinório Taguar, causado pela Falha de Jacutinga (Anexo 2).

Com relação à fase D_4 observou-se o truncamento de uma megaestrutura do Grupo Itapira junto à Falha Córrego do Mandu, indicando a atuação do cisalhamento ao longo da mesma também

posteriormente a este dobramento. No entanto, o provável dobramento da foliação Sc principal das zonas lineares de cisalhamento pela fase D_4 é sugerido pela mega-inflexão (observada nas Folhas de Ouro Fino e Águas de Lindóia) da Falha de Monte Sião ao longo da zona de charneira do mega-sinclinal Bueno Brandão-Sapucaí, atribuível a esta fase (ver item 6.2.2.2.).

As dobras mesoscópicas da foliação Sc reconhecidas são representadas por crenulações subcentimétricas a centimétricas que podem admitir uma foliação Sc secundária plano-axial (Fig. 6.35), e por ondulações métricas suaves que descrevem, a nível de estereograma, pequenos círculos de grande abertura angular (Fig. 6.37). Estas estruturas, bem como as dispersões principais dos pólos do conjunto da foliação Sc de cada uma das zonas lineares de cisalhamento (Fig. 6.38) exibem orientações axiais gerais próximas a EW, similares à orientação dos dobramentos D_3 e D_4 das unidades da Faixa Alto Rio Grande. A correlação dessas estruturas com aqueles dobramentos requer, contudo, um aprofundado estudo das zonas lineares de cisalhamento pois, além das foliações S_c e S_2 provavelmente apresentarem diferentes orientações quando dos dobramentos D_3 e D_4, a atuação de distintos mecanismos de deformação nos dois domínios impossibilita a correlação de dobramentos apenas com base em critérios de orientação.

Como registro final da evolução das zonas lineares de cisalhamento pode-se tomar o dobramento D_5 das unidades da Faixa Alto Rio Grande, pois as inflexões NS atribuíveis a esta fase são fisicamente contínuas ao longo das três Falhas e dos Grupos Andrelândia e Itapira (Anexo 2 e Fig. 3.2). Neste sentido, as dispersões secundárias dos pólos da foliação S_c segundo pequenos círculos centrados na direção NS, observadas nos estereogramas da Fig. 6.38, devem-se relacionar à quinta fase de dobramento da Faixa Alto Rio Grande.

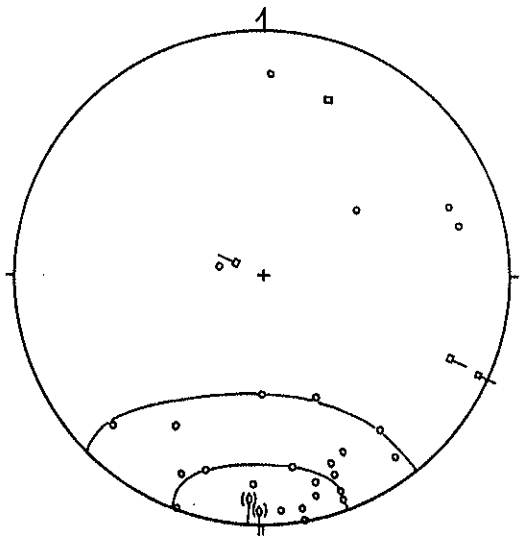


Sc

Lc

G_5 geratriz construída

Fig. 6.38A



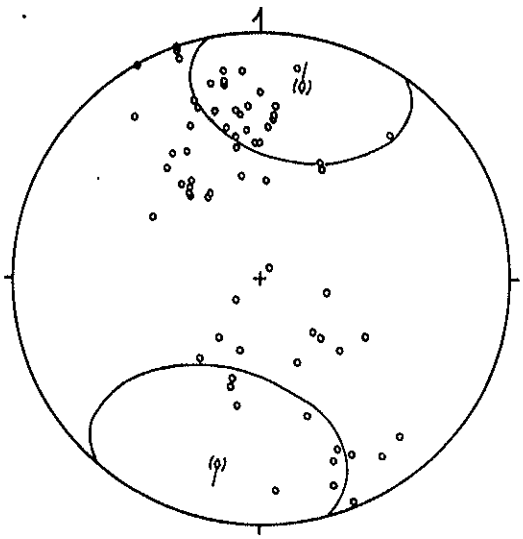
Sc

PA crenulação

B crenulação

G_5 geratriz construída

Fig. 6.38B



Sc

G_5 geratriz construída

Fig. 6.38C

Figura 6.38. Estereogramas da foliação milonítica das zonas lineares de cisalhamento da região de Ouro Fino. Observar dispersão segundo pequenos círculos com geratrizes centradas em NNE-SSE (D_5). A- Falha de Jacutinga; B- Falha Córrego do Mandú; C- Falha de Monte Sião.

6.4. CORRELAÇÃO ESTRUTURAL E METAMÓRFICA COM OUTRAS ÁREAS DE OCORRÊNCIA DO GRUPO ANDRELÂNDIA

Na região a norte de Ouro Fino pode-se reconhecer, como descrito nos itens anteriores, 5 fases de dobramentos sucessivos superpostas nas unidades do Grupo Andrelândia. As características principais destes dobramentos e das condições metamórficas que prevaleceram durante o desenvolvimento dos mesmos são sintetizadas na Tabela 6.1.

A correlação desse padrão estrutural com os descritos para outras áreas de ocorrência deste Grupo deve ser realizado segundo dois contextos principais: o dos dobramentos sin-xistosos e o dos dobramentos tardios superpostos. A ocorrência de duas fases de dobramento sin-xistosas tem sido descrita praticamente em todas as suas áreas de ocorrência (Paciullo, 1980, 1983; Ribeiro, 1980, 1983; Trouw et al., 1980, 1983, 1984, 1986; Trouw, 1983, 1985; Heilbron, 1983, 1984; Maciel, 1983; Chrispim, 1983; Silva, 1984; Valeriano, 1983, 1985, 1986; Gonçalves, 1986; Noce, 1987). Já com respeito aos dobramentos tardios superpostos, apenas uma fase NE tem sido descrita generalizadamente.

A fase D_1 está em geral representada exclusivamente por uma foliação tectônica S_1 paralela à superfície S_0 e/ou ao bandamento metamórfico, como na região estudada. A sua associação com uma fase de dobramento regional é igualmente incerta pois, além de não terem sido reconhecidas inversões na polaridade estratigráfica preteritamente à fase D_2, a ocorrência de dobras mesoscópicas e macroscópicas atribuíveis à fase D_1 tem sido sugerida apenas localmente (e.g.: Ribeiro, 1980, 1983; Silva, 1984). A despeito da ausência de indicações diretas para a vergência da fase D_1, alguns autores (e.g.: Trouw et al., 1984; Silva, 1984) têm atribuído para esta fase um transporte tectônico em direção a norte.

O desenvolvimento da foliação regional dominante S_2 (ou $S_1.S_2$), e a organização estrutural principal das unidades litoestratigráficas segundo megadobras recumbentes e/ou nappes de do

FASE DE DOBRAMENTO	PRINCIPAIS ESTRUTURAS	GEOMETRIA DAS DOBRAS	FOLIAÇÕES E LINEAÇÕES	ORIENTAÇÃO E VERGÊNCIA	CRESCIMENTO DE MINERAIS METAMÓRFICOS
REGIÃO A NORTE DE OURO FINO					
D_1	Empurrões (caracterizados no domínio do Grupo Itapira		xistosidade definida pela orientação de micas e anfibólio e achatamento de quartzo e feldspato, preservada reliquiarmente em zonas de charneiras ou "micro lithons" D_2	Disposição final subhorizontal para a foliação S_1	Muscovita, biotita, granada, sillimanita, feldspatos e anfibólio e clinopiroxênio
D_2	Dobras mesoscópicas e nappes de dobramento com empurrões associados	Dobras isoclinais recumbentes com forte espessamento apical, pertencentes a subclasse 1C (aproximando-se das classes 2 e 3)	xistosidade definida pela orientação de micas e anfibólio e achatamento de quartzo e feldspato, ou clivagens de "strain slip" ou crenulação. Lineações de orientação ou estiramento mineral paralelas a B_2	PA_2 e S_2 (ou $S_1.S_2$) - orientação preferencial EW-ENE e mergulhos para S e N B_2 e L_2 - orientação preferencial NSSE Vergência para N35W	Muscovita, biotita, granada estaurolita, sillimanita, feldspatos, anfibólio e clinopiroxênio
D_3	Antiformas e sinformas normais da foliação principal, configurando estrutura anticlinorial	Dobras cilíndricas, abertas a apertadas, e isopacas a anisopacas (subclasses 1B ou 1C)	Clivagem de crenulação milimétrica a subcentimétrica ou clivagem de fratura	PA_3 - orientação preferencial N50-60 E com mergulhos altos a médios para S e N. B_3 - orientação preferencial N50E-S40-60W, com mergulhos baixos	Tremolita-actinolita, muscovita clorita
D_4	Antiformas e sinformas normais da foliação principal, redobrando D_3 segundo padrão de domos e bacias assimétricos	Dobras cilíndricas a quase cilíndricas, suaves a abertas e isopacas (subclasse 1C). Corresponde a "kinks" localmente		PA_4 - orientação preferencial N80-50W com mergulhos altos para N e S B_4 - orientação preferencial N50W-S70E a N70E - S70W, com mergulhos baixos	
D_5	Mega-inflexões NS da foliação principal, zonas lineares de cisalhamento e mega-estruturas D_3 e D_4	Dobras suaves locais		Orientação axial próxima a N10E-S10W	
REGIÕES SETENTRIONAL E ORIENTAL DO GRUPO ANDRELÂNDIA					
D_1	Empurrões e poucas dobras mesoscópicas e macroscópicas. Formação local de "sheath folds"	Apertada a isoclinal e localmente aberta	Clivagem ardosiana. Lineação de intersecção S_0/S_1 e/ou lineação mineral	PA_1 - provavelmente subhorizontal B_1 - NW-SE a W-E, subhorizontal Vergência para NE	Muscovita, biotita, clorita, cloritoide (pré à sin D_1)
D_2	Dobramento generalizado localmente associado a empurrões. Formação local de "sheath folds"	Dobras recumbentes a reclinadas apertada a, localmente abertas	Clivagem de crenulação com transformação progressiva para xistosidade algo irregular. Lineação penetrativa de orientação e/ou estiramento mineral	PA_2 - subhorizontal ou levemente inclinada para W ou SW B_2 - W-E a NW-SE, muito localmente NS, subhorizontal Vergência para N e S (?)	Muscovita, biotita, granada, estaurolita, cianita e sillimanita (pré a sin D_2)
D_3	Antiformas e sinformas normais da foliação principal. Zonas lineares de cisalhamento	Geralmente abertas a suaves, localmente, apertadas	Clivagem de crenulação. Lineação de crenulação	PA_3 - NE-SW, mergulho forte para SE B_3 - WE-SW com caimentos pequenos	Muscovita, clorita e cloritóide (tardi a pós D_3)
D_4	Dobramento NW-SE tentativamente caracterizado no presente estudo (vide texto)				

Tabela 6.1. Quadro comparativo entre o padrão de deformação caracterizado para o Grupo Andrelândia na região de Ouro Fino com aquele descrito por Trouw et. al. nas regiões setentrional e oriental da Faixa Alto Rio Grande.

bramento e empurrão têm sido também atribuídos sistematicamente à segunda fase de dobramento do Grupo Andrelândia. Nos terrenos ocidentais da Faixa Alto Rio Grande, no entanto, tem sido caracterizado para essa fase um sentido de transporte tectônico mais próximo a norte (Paciullo, 1980; Ribeiro, 1980; Heilbron, 1984; Trouw et al., 1984; Valeriano, 1985; Noce, 1987), em comparação com aquele NW reconhecido na região a norte de Ouro Fino.

Na região entre Andrelândia e sul de São João del Rei, ao contrário da área estudada, os trabalhos de microtectônica têm demonstrado que o apogeu do metamorfismo só foi atingido pré a sin-cinematicamente à fase D_2 (Paciullo, 1980; Ribeiro,1980; Trouw et al., 1980, 1983; Heilbron, 1983, 1984; Valeriano, 1985, 1986; Gonçalves, 1986; Noce, 1987). Nessa região é descrito adicionalmente um incremento para sul e sudoeste das condições de metamorfismo durante o desenvolvimento de ambas as fases D_1 e D_2. Ao lado desta polaridade metamórfica também tem sido reconhecida a ocorrência de cianita nas rochas meta-pelíticas de grau médio permitindo, neste sentido, caracterizar esses eventos metamórficos como do tipo Barroviano ou de média pressão (Miyashiro, 1973; Winkler, 1976). Ocorrência de cianita em rochas meta-pelíticas de grau médio do Grupo Andrelândia foi também descrita por Zanardo (1987) pouco a oeste da área mapeada (Folha de Águas de Lindóia) e por M.M. Perrotta (dissertação de mestrado, em desenvolvimento) pouco a leste (Folha de São Gonçalo do Sapucaí).

Uma terceira fase de dobramento responsável pela organização da foliação principal segundo antiformas e sinformas, em geral normais e orientadas NE/SW, tem sido caracterizada em praticamente todas as áreas de ocorrência do Grupo Andrelândia. Heilbron (1984) também caracterizou o desenvolvimento das reações retrometamórficas penecontemporâneo a esta fase D_3.

Na região da Folha de Barbacena (Esc. 1:250.000), a existência de uma fase de dobramento noroeste, aqui hierarquizada como D_4, é sugerida seja pelos contatos das unidades litoestratigráficas do Grupo Andrelândia no mapa regional apresentado por Trouw et al. (1986), seja pelos dados estruturais apresentados por

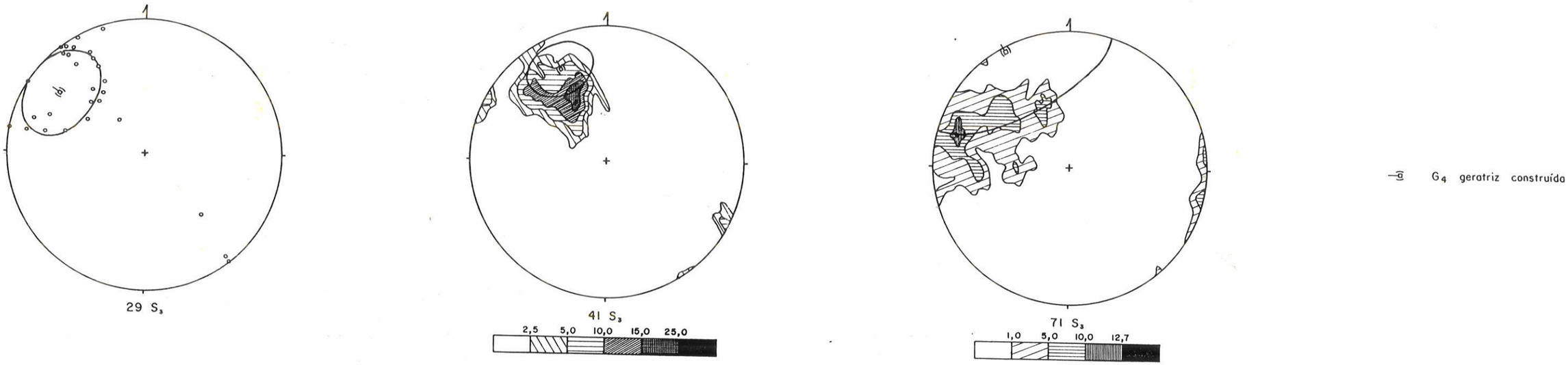


Figura 6.39. Estereogramas para foliação S_3 do Grupo Andrelândia na região de Madre de Deus de Minas Carrancas, extraído de Heilbron (1984). A sistemática dispersão segundo pequenos círculos sugere o dobramento da foliação S_3 segundo estruturas NW, correlacionáveis a D_4 da região a norte de Ouro Fino.

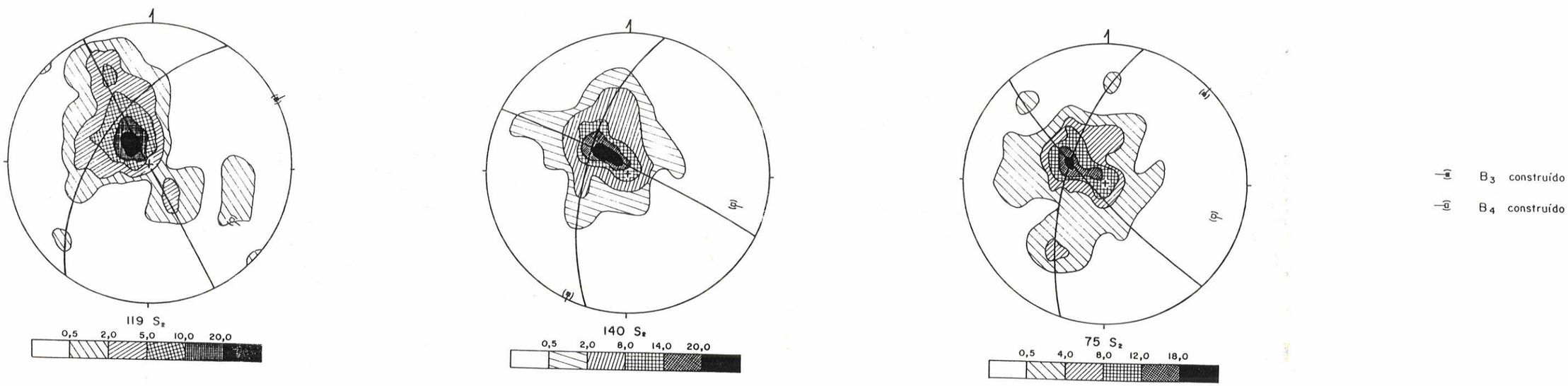


Figura. 6.40. Estereogramas para a foliação S_2 do Grupo Andrelândia na região de Tiradentes-Barroso-Barbacena, extraído de Noce, 1987. A dispersão sistemática e regular da foliação S_2 segundo dois grandes círculos sugere a existência de um dobramento orientado segundo NE (D_3) e outro segundo NW (D_4).

Heilbron (1984 - disposição dos pólos da foliação S_3 e dos planos PA_3 em pequenos círculos centrados na direção NW/SE; Fig. 6.39) e por Noce (1987 - dispersões da foliação principal segundo guirlandas com eixos construídos orientados S60-75E; Fig. 6.40).

Evidências de uma quinta fase de dobramento não foram reconhecidas nos estudos estruturais da região entre Andrelândia e São João del Rei sugerindo, portanto, que a mesma pode não ter sido aí desenvolvida.

CAPÍTULO 7

CONTEXTO CRONOESTRATIGRÁFICO DO GRUPO ANDRELÂNDIA

O caráter policíclico dos terrenos pré-cambrianos do sudoeste do Estado de Minas Gerais e leste do Estado de São Paulo, com idades referentes ao Arqueano e ao Proterozóico Inferior, Médio e Superior, tem sido evidenciado, local e regionalmente, na maioria dos estudos geocronológicos (Delhal et al., 1969; Cordani et al., 1973; Wernick et al., 1976, 1981b; Hama Jr. et al., 1979; Artur et al., 1979; Artur, 1980; Heilbron, 1984; Teixeira, 1985). A despeito do considerável volume de dados geocronológicos existentes para as diferentes unidades litoestratigráficas da região, o posicionamento estratigráfico dos Grupos Andrelândia, Itapira e São João del Rei tem sido objeto de intensas discussões, sendo os mesmos atribuídos ora ao Ciclo Transamazônico, ora ao Ciclo Uruaçuano e ora ao Ciclo Brasiliano.

Na tentativa de se definir um quadro cronoestratigráfico para a evolução do Grupo Andrelândia, serão sucintamente analisados, no presente capítulo, os dados geocronológicos disponíveis para algumas das unidades da região, à luz das relações estratigráficas que têm sido caracterizadas em estudos de detalhe e semi-detalhe.

7.1. GEOCRONOLOGIA DAS UNIDADES DO EMBASAMENTO DA FAIXA ALTO RIO GRANDE

Nos diversos estudos realizados na borda setentrional e oriental da Faixa Alto Rio Grande, como descrito no Capítulo 3, tem sido demonstrado que os Grupos Andrelândia e São João

del Rei repousam discordantemente sobre as unidades gnáissico-migmatíticas, ortognáissicas e meta-vulcano-sedimentares atribuíveis aos Complexos Barbacena e correlatos (Mantiqueira, Piedade, Campos Gerais).

Os primeiros resultados geocronológicos regionais para os "gnaisses da Serra da Mantiqueira e granitóide-gnáissicos da região de Barbacena", apresentados por Cordani et al. (1968, 1973), já sugeriram valores muito antigos para estas unidades, com as amostras analisadas mostrando, em diagrama isocrônico Rb/Sr (Fig. 7.1), um alinhamento principal segundo uma idade de 2.780 ± 166 m.a. (RI = 0,7060 ± 0,0012) e outro secundário segundo a idade de 1.975 ± 96 m.a. (RI = 0,7128 ± 0,0010).

A partir dos dados U/Pb obtidos por Delhal et al. (1976) em zircão e titanita dos granito-gnaisses e migmatitos da região de Barbacena, Delhal e Demaiffe (1985) reafirmaram a idade arqueana destas rochas. Segundo estes autores, a disposição dos dados no gráfico Concórdia (Fig. 7.2) é compatível com um modelo de perda poliepisódica de Pb em 2.100 m.a. e 600 m.a. afetando zircões cristalizados em 2.900 m.a.

Um valor arqueano para as unidades do embasamento setentrional da Faixa Alto Rio Grande também foi obtido por Wernick et al. (1981), em isócrona Rb/Sr de afloramento, para diferentes frações de mobilizados de migmatitos da região de Fortaleza de Minas (Fig. 7.3), que indicaram uma idade de 2.918 ± 105 m.a. (RI = 0,705 ± 0,0031).

A atuação do Ciclo Transamazônico no domínio do Complexo Barbacena e correlatos pode ser adicionalmente caracterizada pelos dados Rb/Sr apresentados por Heilbron (1984) para granitóide-gnaisses da região a sul de Lavras, que indicaram uma idade isocrônica de 1.982 ± 108 m.a. (RI = 0,7041 ± 0,0013). Análises de amostras da mesma unidade, coletadas na região de Itumirim, foram apresentadas por Teixeira (1985) que as interpretou integradamente com aquelas da região de Lavras. O conjunto mostrou um alinhamento segundo o valor de 2.137 ± 123 m.a. (RI = 0,7026 ±0,0023),

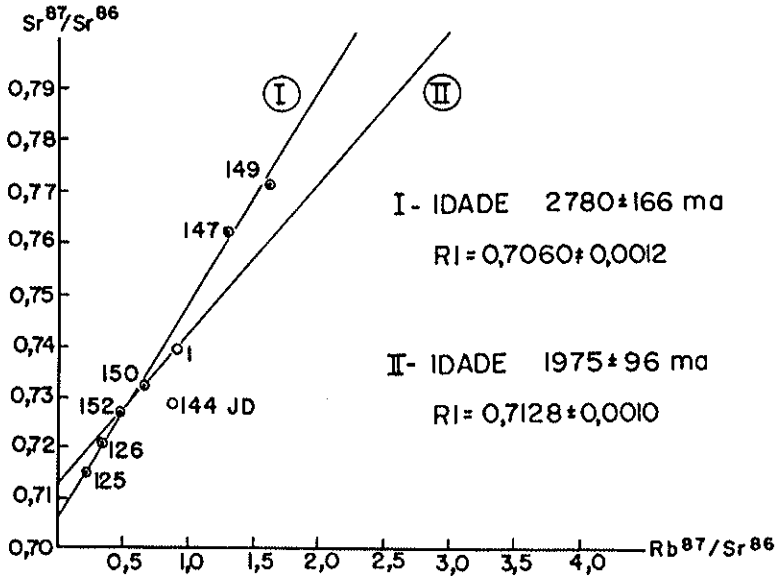


Figura 7.1. Diagrama isocrônico Rb/Sr para os gnaisses da Serra da Mantiqueira e granitõide-gnaisses da região de Barbacena. Extraído de Cordani et al. (1973).

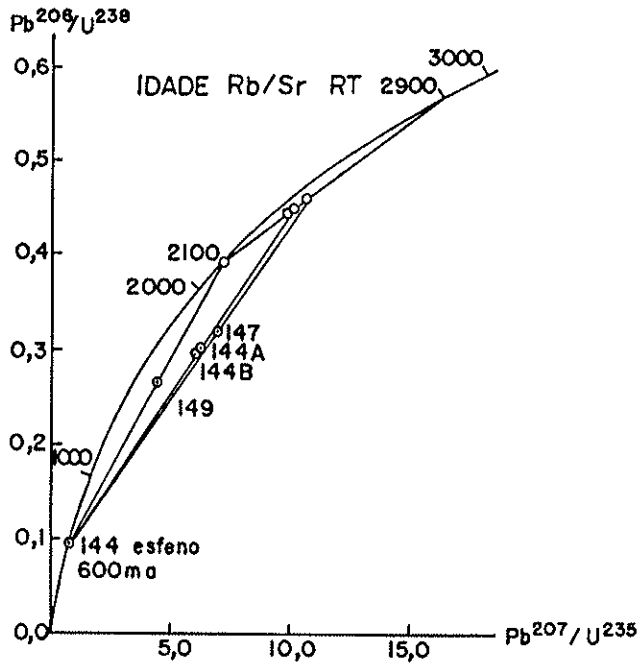


Figura 7.2. Diagrama Concórdia para zircão e titanita de granito-gnaisses e migmatitos da região de Barbacena. Extraído de Delhal e Demaiff (1985).

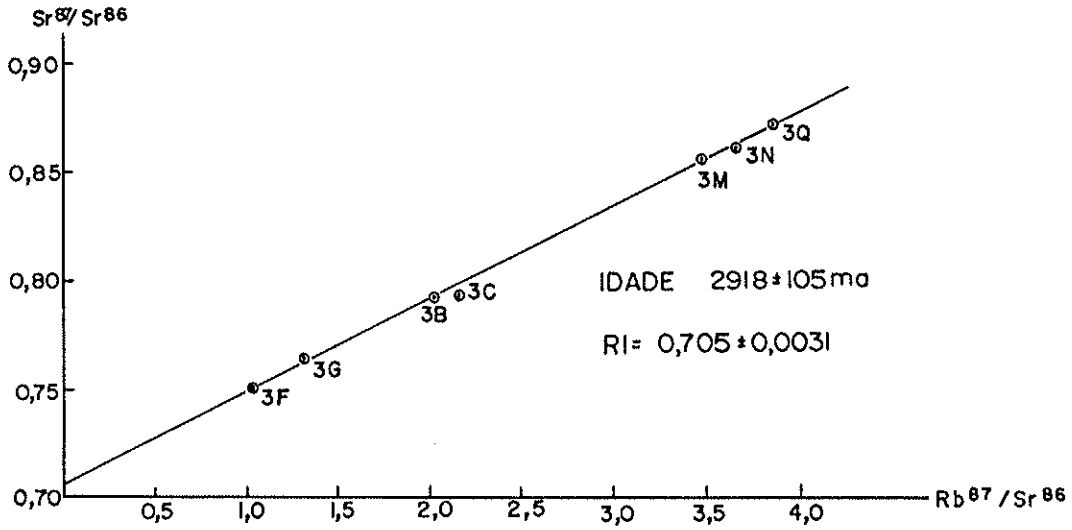


Figura 7.3. Isócrona Rb/Sr para diferentes frações de mobilizados de migmatitos da região de Fortaleza de Minas. Extraído de Wernick et al. (1981).

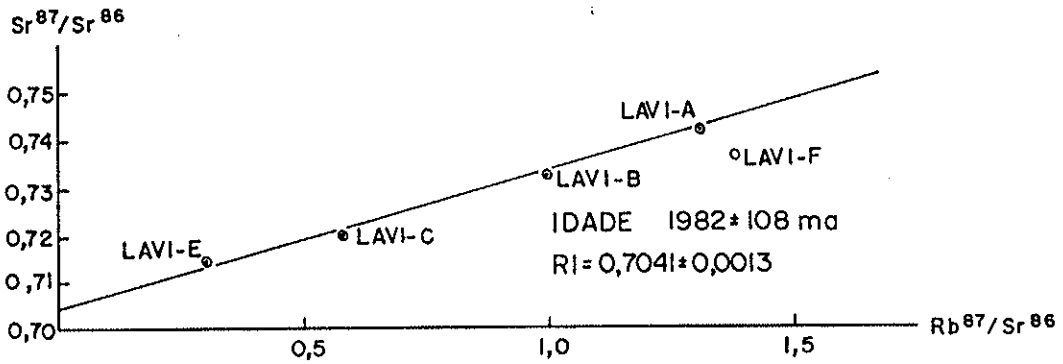


Fig. 7.4A

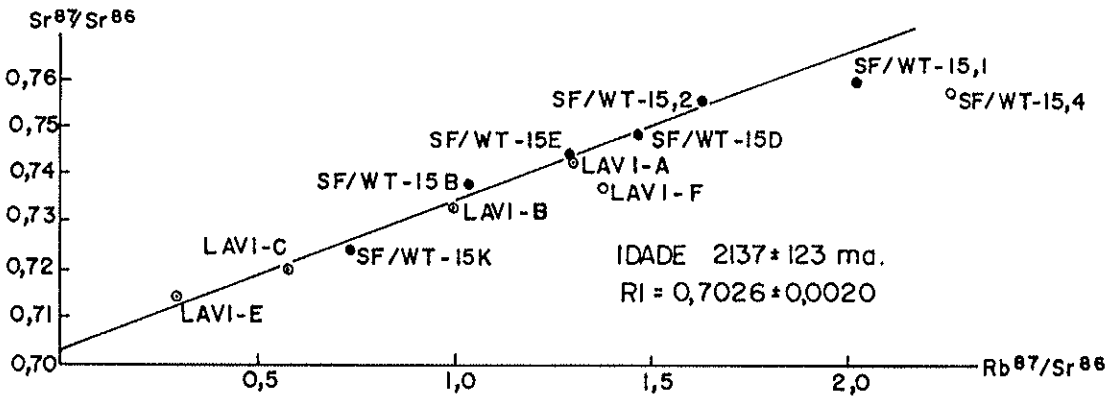


Fig. 7.4B

Figura 7.4. A - Isócrona Rb/Sr para granitóide-gnaisses da região a sul de Lavras, extraído de Heilbron (1984); B - Diagrama isocrônico para granitóide-gnaisses da região a sul de Lavras e Itumirim, extraído de Teixeira (1985).

concordante com a idade isocrônica obtida por Heilbron (1984) (Figs. 7.4a e b).

Outras duas idades isocrônicas Rb/Sr do Proterozóico Inferior foram obtidas por Teixeira (1985) para amostras dos granito-gnaisses Porto Mendes (Fig. 7.5) e para os gnaisses graníticos da região de Boa Esperança (Fig. 7.6). À exceção destes últimos, cuja razão inicial e desequilíbrio isotópico com diversos pontos analíticos acima da isócrona os tornam duvidosos, os resultados obtidos para os granitóides gnáissicos de Porto Mendes e da região de Lavras-Itumirim sugerem a geração dos mesmos durante o próprio Ciclo Transamazônico, como admitido por Teixeira (op.cit.).

Valores mais jovens que o Proterozóico Inferior nesses terrenos estão representados por algumas idades convencionais Rb/Sr referíveis ao Proterozóico Médio (Cavalcante et al. 1979) e pelas idades K/Ar que indicam um evento termal no Proterozóico Superior (Cordani et al., 1973; Cavalcante et al. 1979). Uma idade K/Ar de 1.856 ± 48 m.a. em anfibólio foi apresentada por Cavalcante et al. (1979) para migmatitos da região a sudeste de Lavras.

Na porção centro-oeste da Faixa Alto Rio Grande, ao contrário do que ocorre nas suas bordas setentrional e oriental, somente em anos mais recentes tem sido demonstrada, no campo, a existência de unidades atribuíveis ao embasamento da Faixa Alto Rio Grande, como já anteriormente admitido por Ebert (1968, 1971, 1984a). Campos Neto e Basei (1983) e Campos Neto et al. (1984b) reconheceram nos migmatitos da região de Amparo a existência de pelo menos uma fase de deformação sin-xistosa a mais que nas unidades meta-vulcano-sedimentares adjacentes. M.A.S. Basei e P.N. Taylor (com. verbal) obtiveram, pelo método Pb/Pb, um valor isocrônico de 3.4 Ga (com baixo μ_1 - acreção crustal) para leucossoma trondhjemítico dos migmatitos de Amparo. M.A.F. Oliveira (com. verbal) obteve uma idade de 2.5 Ga para os mesmos migmatitos segundo o método U/Pb em zircões.

Os estudos preliminares que vêm sendo realizados pelo autor e pelo Prof. M.C. Campos Neto na região de Águas de Lin

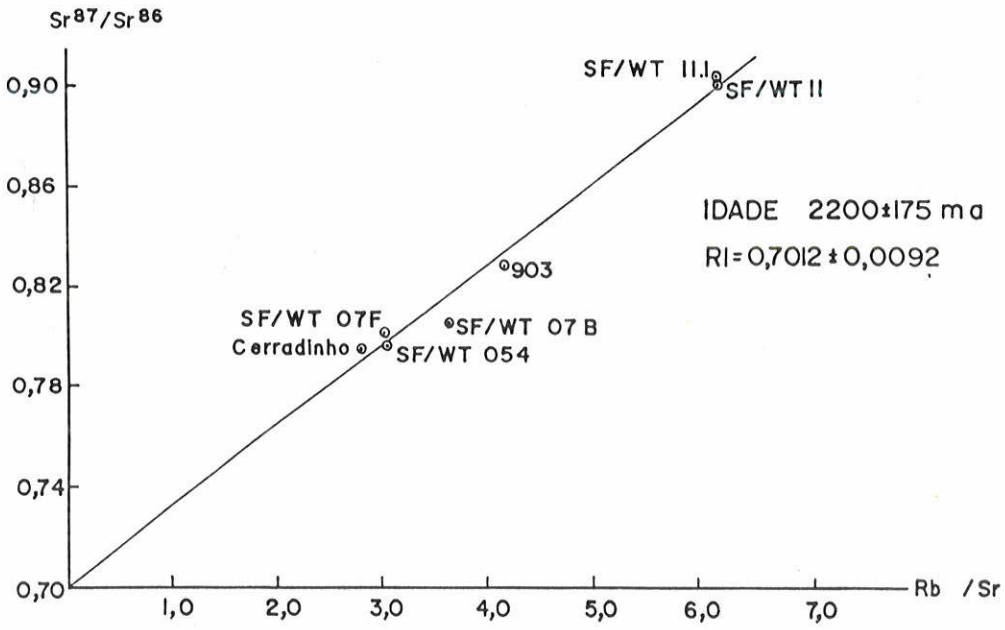


Figura 7.5. Isócrona Rb/Sr para granito-gnaisses Porto Mendes. Extraído de Teixeira (1985).

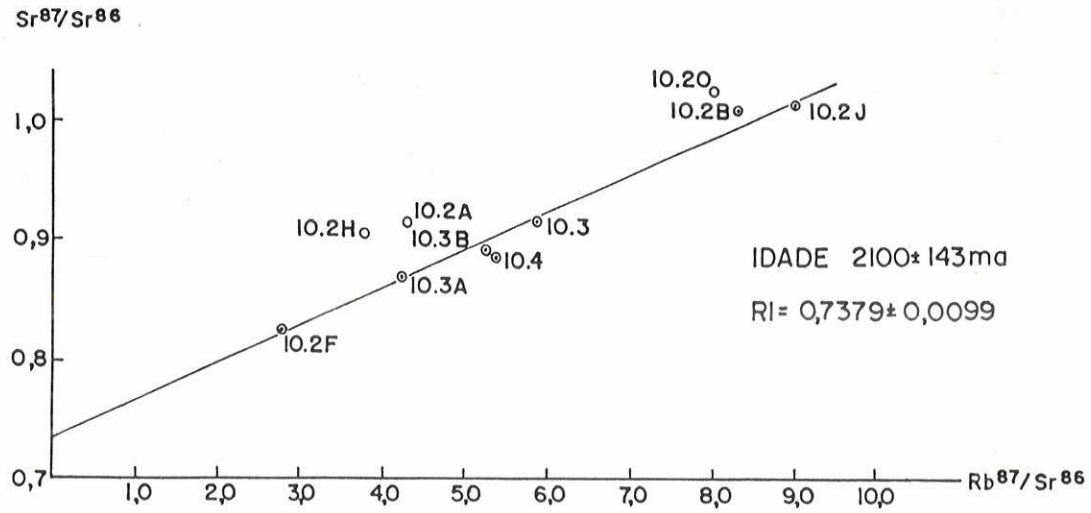


Figura 7.6. Diagrama isocrônico para gnaisses graníticos da região de Boa Esperança. Extraído de Teixeira (1985).

dõia e Itapira têm permitido caracterizar uma discordância estrutural e metamórfica entre as unidades do Grupo Andrelândia e os ortognaisses e migmatitos aí aflorantes, analisados geocronologicamente por Artur (1980). Nos afloramentos datados pode-se reconhecer, por vezes, pelo menos uma fase de deformação sin-xistosa a mais que no Grupo Andrelândia (e.g., afloramento das imediações de Sapucaí Mirim), e observa-se sistematicamente a ocorrência de leucossoma (localmente trondhjemítico), que indica condições de metamorfismo muito mais intensas que as dos meta-sedimentos adjacentes, onde coexistem muscovita+quartzo+sillimanita (primeira isógrada da sillimanita, ou grau médio de Winkler, 1976). As idades isocrônicas obtidas por Artur (op. cit.) para esses ortognaisses e migmatitos variam de 1.918 ± 72 m.a. a 2.230 ± 29 m.a. (Fig.7.7).

Tassinari (1987) obteve uma isócrona Rb/Sr de 2.500 ± 90 m.a. para os ortognaisses granodiorítico-tonalíticos da região de Serra Negra que foram inicialmente descritos por Wernick (1967a)e recentemente mapeados nas Folhas de Socorro e Amparo, respectivamente, por Grossi Sad e Barbosa (1983) e Basei et al. (1986). Embora eles exibam o mesmo padrão estrutural das unidades da Faixa Alto Rio Grande, a sua íntima associação espacial com os migmatitos Amparo e a ocorrência de facies migmatíticas, que contrastam com a paragênese a granada+sillimanita+muscovita+biotita dos micaxistos da Serra dos Feixes, sugerem sua provável natureza de embasamento das unidades da Faixa Alto Rio Grande.

Os dados geocronológicos apresentados acima permitem, de um modo geral, reconhecer nas unidades do embasamento da Faixa Alto Rio Grande uma evolução policíclica com pelo menos dois eventos principais de geração e retrabalhamento de rochas, atribuíveis ao Arqueano e ao Proterozóico Inferior. Prováveis eventos tectono-termais no Proterozóico Médio e Superior são sugeridos pelas idades Rb/Sr convencionais e pelas idades K/Ar.

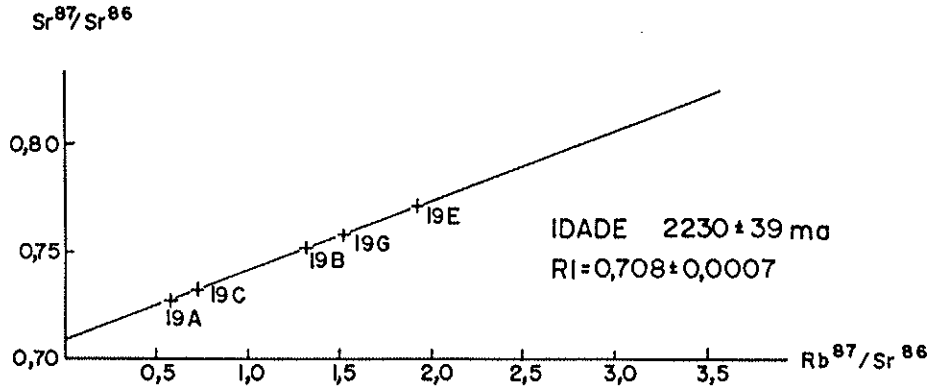


Fig. 7.7A

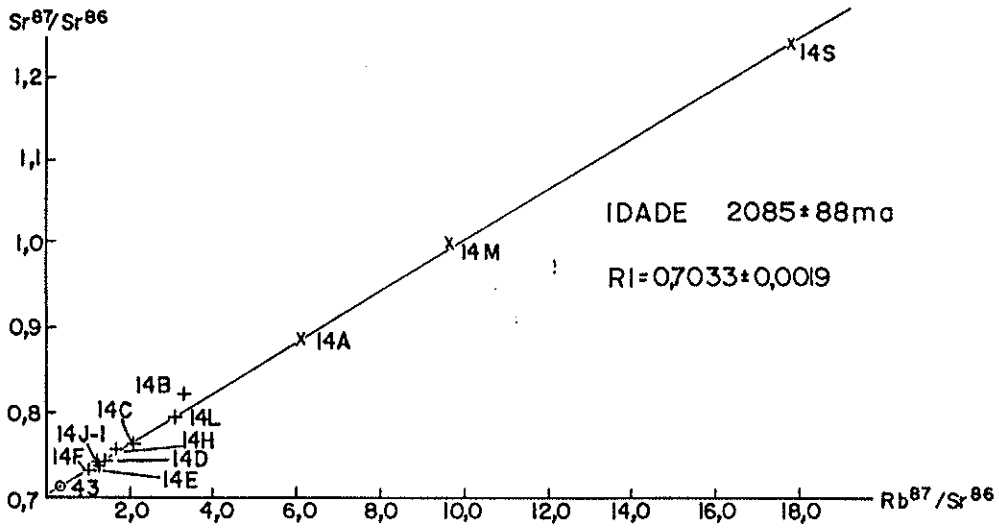


Fig. 7.7B

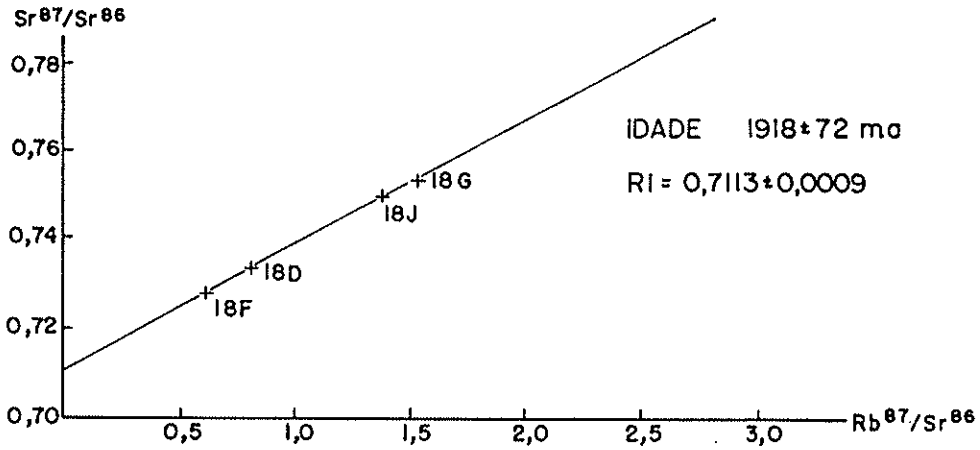


Fig. 7.7C

Figura 7.7. Isócronas Rb/Sr para ortognaisses da região de Itapira. A - Biotita Gnaisse homogêneo; B - Biotita granito-gnaisse equigranular (x), biotita granito-gnaisses porfiroblástico (+) (anfibolito *); C - Biotita-hornblenda gnaisse. Extraído de Artur (1980).

7.2. GEOCRONOLOGIA DO GRUPO ANDRELÂNDIA E DOS GRANITO-GNAISSES TAGUAR

A carência de dados geocronológicos para as unidades da Faixa Alto Rio Grande propriamente ditas, constitui uma das principais limitações para o seu posicionamento estratigráfico. Tal situação resulta, em grande parte, da própria natureza de seus litotipos que, de um modo geral, não são favoráveis à obtenção de valores conclusivos, seja da idade de formação, seja da idade de metamorfismo, unicamente pelos métodos geocronológicos atualmente empregados em rotina nos laboratórios do país. No entanto, a partir das poucas determinações geocronológicas disponíveis para unidades do Grupo Andrelândia e para os granito-gnaisses Taguar, e da comparação destes valores com o padrão geocronológico descrito acima para o embasamento da Faixa Alto Rio Grande, pode-se estabelecer os prováveis limites inferior e superior de sedimentação e magmatismo, bem como de deformação e metamorfismo, deste Grupo e seus correlatos.

Heilbron (1984) apresentou um conjunto de dados Rb/Sr para algumas das unidades meta-sedimentares do Grupo Andrelândia que ocorrem nas proximidades de sua localidade tipo e na região de Madre de Deus de Minas. Embora não tenha sido obtido nenhum valor isocrônico conclusivo, todos os dados dispõem-se segundo diferentes alinhamentos com valores entre aproximadamente 1.600 m.a. e 750 m.a., referíveis ao Proterozóico Médio e Superior (Fig. 7.8). As amostras analisadas contêm paragêneses metamórficas da facies anfibolito média (muscovita+biotita+cianita+estaurolita+granada±sillimanita).

Recentemente, Tassinari (1987) obteve uma isócrona Rb/Sr de 1.419 ± 78 m.a. (RI = 0,70477 ± 0,00024) em amostras da unidade dos gnaisses bandados do Grupo Andrelândia, coletadas em um único afloramento na região a norte de Amparo. Nos termos mais ricos em biotita destas amostras, este mineral descreve arcos poligonais que permitem caracterizar a foliação principal com uma S_2

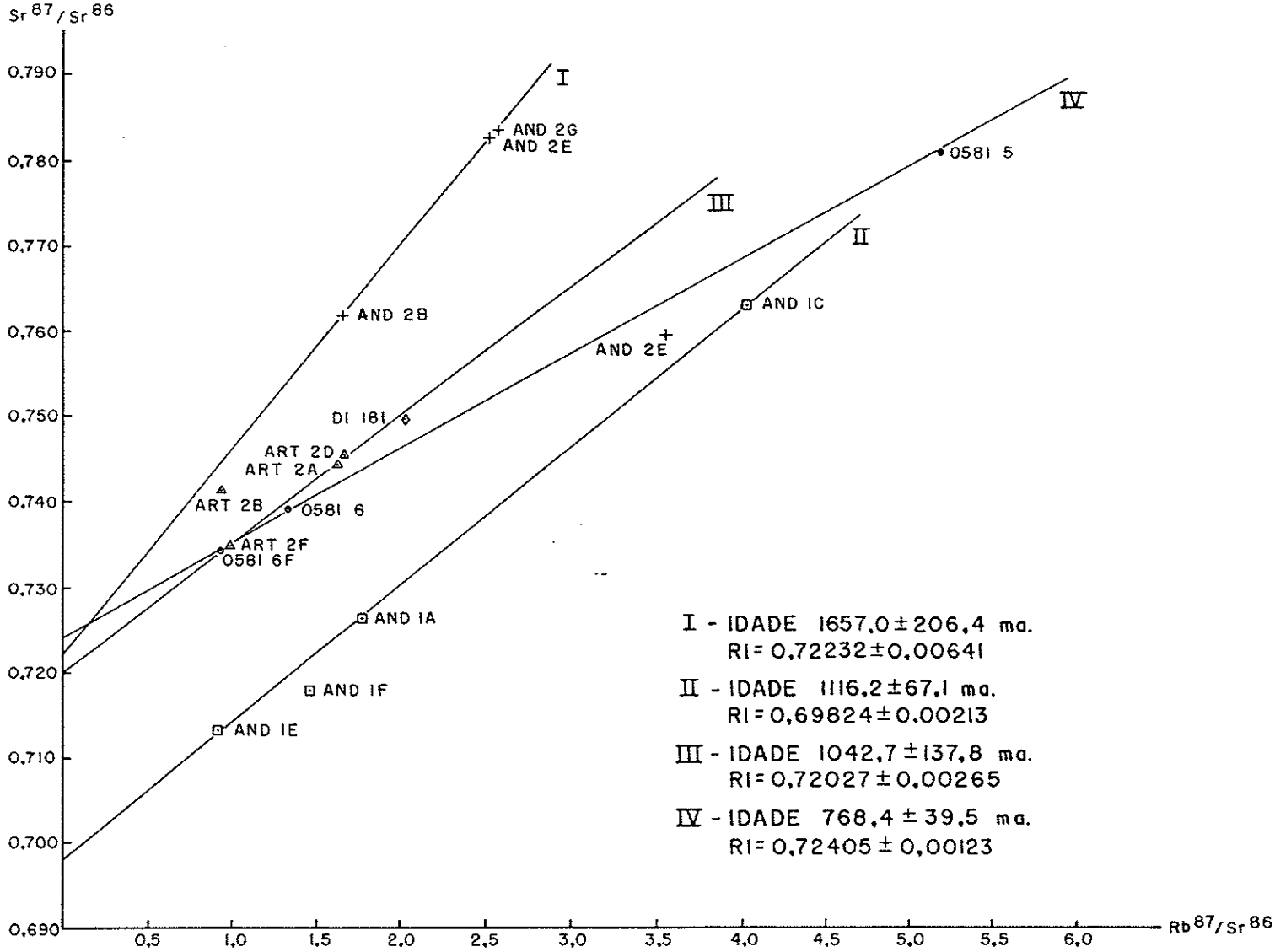


Figura 7.8. Diagrama isocrônico Rb/Sr para metassedimentos do Grupo Andrelândia que ocorrem entre as regiões de Madre de Deus de Minas, Andrelândia e São Vicente de Minas. Extraído de Heilbron (1984) (recalculado).

(ou S_1. S_2); as paragêneses metamórficas reconhecidas indicam condições da facies anfibolito média.

A partir de um conjunto de amostras coletadas pelo autor durante o mapeamento da região a norte de Ouro Fino, Carneiro (relatório FAPESP, 1987 - inédito) obteve um valor isocrônico de 1.397,2 ± 8,4 m.a. (RI = 0,71966 ± 0,00073) para os granito-gnaisses Taguar (Fig. 7.9). A despeito das amostras referirem-se a diferentes afloramentos, a natureza de corpo tabular contínuo e pouco espesso da unidade onde foi realizada a amostragem, bem como a perfeita identidade petrográfica das amostras, atestam a natureza cogenética das mesmas. Como descrito nos Capítulos 5 e 6, estes ortognaisses exibem uma textura geral granoblástica, desenvolvida sobre uma textura original hipidiomórfica, e têm como superfície tectônica principal uma foliação S_1. S_2.

Dados Rb/Sr para biotita gnaisse e gnaisses graníticos de dois afloramentos da região da pedreira Fortaleza de Minas foram apresentados por Artur (1980). Individualmente eles definem, respectivamente, idades de 1.443 ± 160 m.a. (RI = 0,7275 ± 0,0038 e 1.060 ± 130 m.a. (RI = 0,7365 ± 0,0042) e em conjunto alinham-se segundo um valor de 1.140 ± 88 m.a. (RI = 0,7343 ± 0,0028)(Fig. 7.10). Embora a descrição apresentada por Artur (1980) para estes litotipos não permita identificar com segurança a que unidade litoestratigráfica eles pertençam, os levantamentos preliminares realizados na área sugerem ou bem tratar-se dos granitos-gnaisses Taguar, que ocorrem como um maciço logo a sul dos pontos amostrados, ou mais provavelmente a litotipos da unidade gnáissica inferior do Grupo Andrelândia, pois nesta localidade foram reconhecidas as unidades dos quartzitos placosos e dos sillimanita-granada-muscovita-biotita xistos e gnaisses (as razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} são também muito superiores àquelas dos ortognaisses da região de Ouro Fino).

Os dados geocronológicos descritos acima para o Grupo Andrelândia e os granito-gnaisses Taguar permitem definir como limite superior de sedimentação e magmatismo da Faixa Alto Rio

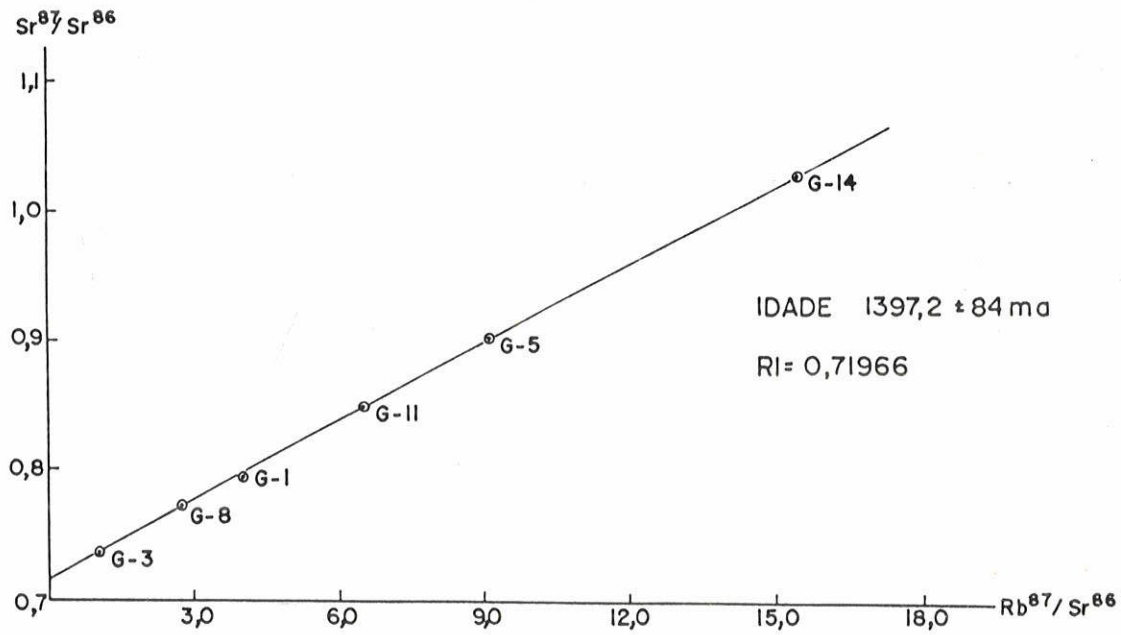


Figura 7.9. Isócrona Rb/Sr para os granito-gnaisses Taguar que ocorrem na região a norte de Ouro Fino. Intrusivos no Grupo Andrelândia. Extraído de Carneiro (relatório FAPESP, 1987 - inédito).

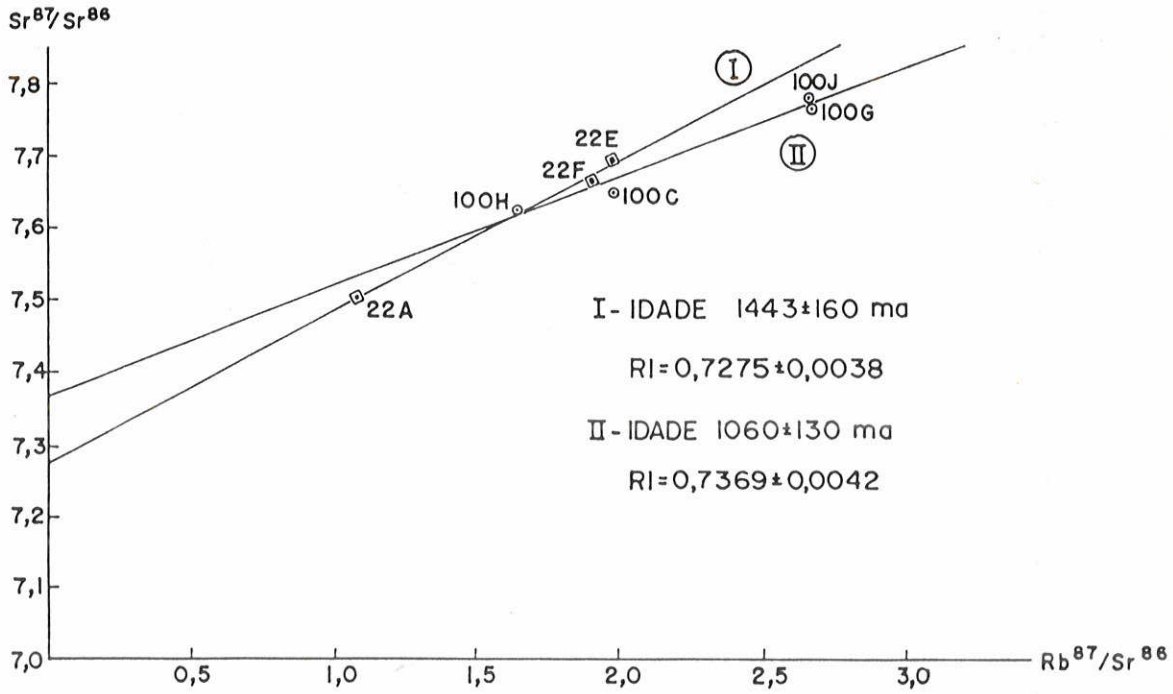


Figura 7.10. Isócronas Rb/Sr para gnaisses associados ao Grupo Andrelândia na região da Pedreira Fortaleza de Minas: I - Gnaisse granítico; II - Biotita gnaisse. Extraído de Artur (1980) (recalculado).

Grande o intervalo entre 1.500 m.a. e 1.400 m.a., que abrange os valores mais antigos obtidos para o metamorfismo de suas unidades. Por outro lado, um limite inferior entre 1.900 m.a. e 1.800 m.a. para estes processos pode ser sugerido em vista da ausência de qualquer indicação de valores do Proterozóico Inferior nas unidades da Faixa Alto Rio Grande, em oposição a unidades do seu embasamento onde os registros do Ciclo Transamazônico são muito intensos.

A partir dos dados geocronológicos apresentados e das relações entre o metamorfismo e a deformação nas unidades analisadas, pode-se também caracterizar preliminarmente os prováveis intervalos de idade dos eventos tectono-metamórficos principais da Faixa Alto Rio Grande. Na região onde foram coletadas as amostras dos granito-gnaisses Taguar, bem como naquela dos gnaisses bandados, os minerais das paragêneses metamórficas principais definem, na zona de charneira de dobras D_2, a foliação S_1 (paralela à estrutura gnáissica das rochas; ver item 6.1) indicando, portanto, o desenvolvimento dos mesmos sin a tardi-cinematicamente à fase D_1. Adicionalmente, o fato das características mineralógicas dos granito-gnaisses Taguar indicarem mais provavelmente corresponder a um magmatismo anorogênico (vide Capítulo 5) sugere, portanto, que a idade Rb/Sr obtida para os mesmos deve relacionar-se ao seu processo de gnaissificação antes que a sua idade de colocação, pois é coincidente com o valor obtido para os gnaisses bandados da região a norte de Amparo, que certamente registram um processo tectono-metamórfico. Neste sentido, a idade em torno de 1.400 m.a. obtida para os granito-gnaisses e gnaisses bandados podem ser sugerida para o desenvolvimento da primeira fase de dobramento da Faixa Alto Rio Grande.

Por outro lado, na região de Andrelândia o apogeu metamórfico foi atingido somente pré a sin-cinematicamente a segunda fase de dobramento, como tem sido demonstrado por diversos autores (Trouw et al., 1980, 1983, 1984, 1986; Heilbron, 1983, 1984; Gonçalves, 1986). Portanto, como uma primeira hipótese para a idade de desenvolvimento da fase D_2 pode ser sugerido i intervalo entre aproximadamente 1.000 m.a. e 1.200 m.a., delimitado com

base nos valores da maioria dos alinhamentos dos dados da região de Andrelândia e Madre de Deus de Minas. Corroboram adicionalmente esta hipótese duas determinações K/Ar obtidas em hornblenda de anfibolitos da região de Itapira (Artur, 1980) e Varginha (Cavalcante et al., 1979) que indicaram idades de resfriamento, respectivamente, de 1.103 ± 20 m.a. e 917 ± 23 m.a., bem como o valor isocrônico obtido na região da Pedreira Fortaleza de Minas para biotita gnaisses graníticos por Artur (1980). Com respeito a este último dado, contudo, deve-se assinalar que não são conhecidas quaisquer evidências de que o pico do metamorfismo foi atingido na fase D_2, na região da Folha de Águas de Lindóia. Nas Folhas adjacentes de Ouro Fino e Amparo, ao contrário, foi caracterizado como penecontemporâneo à fase D_1.

Um outro intervalo de idade mais jovem para a fase D_2, no entanto, pode ser sugerido a partir da correlação da foliação S_2 das unidades da Faixa Alto Rio Grande com a foliação S_1 de unidades granitóides e charnoquíticas do interior da Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé (Campos Neto e Basei, 1983; Campos Neto et al., 1984a, b; Campos Neto, 1985; Basei et al., 1986; ver Capítulo 3), para as quais têm sido obtidas idades Rb/Sr (M.C.H. Figueiredo, dados inéditos; Tassinari et al., 1986) e U/Pb em zircão (Oliveira et al., 1986) em torno de 800-850 m.a.

A demonstração de qualquer uma das duas hipóteses apresentadas para a idade da fase D_2 só será possível com a continuidade dos trabalhos de campo e a obtenção de novos dados geocronológicos pois, se por um lado os valores do final do Proterozóico Médio podem representar idades híbridas entre as fase D_1 e D_2, o contraste do metamorfismo de média pressão da Faixa Alto Rio Grande com aquele de baixa pressão do Complexo Piracaia, no qual são intrusivos os granitóides e charnoquitos datados, dificulta a correlação da foliação principal de ambos os domínios justapostos tectonicamente.

Com relação aos dobramentos pós-xistosos e ao retrometamorfismo reconhecido nas unidades da Faixa Alto Rio Grande, pode-se definir como limite superior seguro o intervalo de 500-550 m.a. que abrange a maioria das idades mais jovens obtidas pelo mé

todo K/Ar em biotita, muscovita, feldspato e anfibólio (Wernick et al., 1976; Cavalcante et al., 1979; Artur, 1980; Heilbron, 1984; Carneiro, inédito). Um valor um pouco mais antigo para este limite é sugerido, contudo, pela idade em torno de 590 m.a. obtida para os granitóides da porção sul do Maciço de Morungaba e para o Maciço de Itu (Vlach, 1985; Tassinari, 1987) que apresentam características de granitos pós-orogênicos.

CAPÍTULO 8

ASPECTOS DA EVOLUÇÃO TECTÔNICA DO GRUPO ANDRELÂNDIA E CORRELATOS

Os capítulos anteriores foram dedicados à análise do Grupo Andrelândia na região a norte de Ouro Fino, no que diz respeito à litoestratigrafia, plutonismo granítico, geologia estrutural e metamorfismo, bem como à caracterização geocronológica deste Grupo e de seu embasamento. Tendo em vista que o estabelecimento de um modelo evolutivo realístico para unidades internas às faixas de dobramento só se faz possível ao nível regional, no presente capítulo procurar-se-á caracterizar inicialmente o quadro litoestratigráfico regional dos Grupos Andrelândia, São João del Rei e Itapira para então, com base nestes dados, elaborar um modelo preliminar para a evolução paleogeográfica e tectônica da Faixa Alto Rio Grande.

8.1. CARACTERIZAÇÃO LITOESTRATIGRÁFICA E PALEOGEOGRÁFICA DOS GRUPOS ANDRELÂNDIA, SÃO JOÃO DEL REI E ITAPIRA

A distinção entre os Grupos São João del Rei e Andrelândia segundo a intensidade do metamorfismo e os tipos litológicos dominantes, como originalmente proposto por Ebert (1956a,b; 1957a; 1967; 1968), tem sido reafirmada, direta ou indiretamente, por diversos autores (Cavalcante et al., 1979; Ribeiro e Heilbron, 1982; Trouw, 1983; Trouw et al., 1983, 1984).

Por outro lado, a denominação Grupo Itapira tem sido empregada pela maioria dos autores (Choudhuri et al., 1978; Cavalcante et al., 1979; Campos Neto e Basei, 1983; Campos Neto et

al., 1984a, b; Campanha et al., 1983b; Basei et al., 1986) para designar a unidade meta-vulcano-sedimentar que ocorre no corredor entre São Gonçalo do Sapucaí e Amparo e que, em geral, é considerada litoestratigraficamente equivalente ao Grupo Andrelândia, como definido por Ebert (1971 e 1984b).

Recentemente, Trouw et al. (1986) propuseram a subdivisão das seqüências meta-sedimentares da região entre São João del Rei e Andrelândia (Folha de Barbacena, escala 1:250.000) segundo um conceito de variações laterais de facies, à semelhança daquela já anteriormente realizada por Ebert (1971, 1984b). Como esses autores consideraram fundamentalmente apenas as modificações de facies de alguns níveis litoestratigráficos individuais, certas unidades fisicamente contínuas e exibindo as mesmas características litológicas em toda sua área de exposição passaram a integrar diferentes conjuntos faciológicos. Este fato, ao lado de não permitir o estabelecimento de limites precisos para os diferentes conjuntos faciológicos definidos, torna questionável o significado primário real da subdivisão proposta.

As variações faciológicas reconhecidas nos terrenos da Faixa Alto Rio Grande, no entanto, quando analisadas segundo o empilhamento litoestratigráfico completo das diversas áreas estudadas, permitem caracterizar, como será descrito nos próximos itens, três zonas isópicas principais (domínios paleogeográficos) alongadas na direção média ENE/WSW. Sem entrar no mérito da validade ou não de se empregar denominações litoestratigráficas formais para designar diferentes domínios paleogeográficos de uma mesma faixa de dobramento, os termos Grupo São João del Rei, Grupo Andrelândia e Grupo Itapira serão aqui empregados para designar essas três zonas isópicas da Faixa Alto Rio Grande. Tal procedimento se justifica à medida que, além de representarem denominações desde há muito tempo consagradas na literatura geológica da região, as localidades que lhes emprestam o nome inserem-se distintamente nos terrenos de cada uma das três zonas.

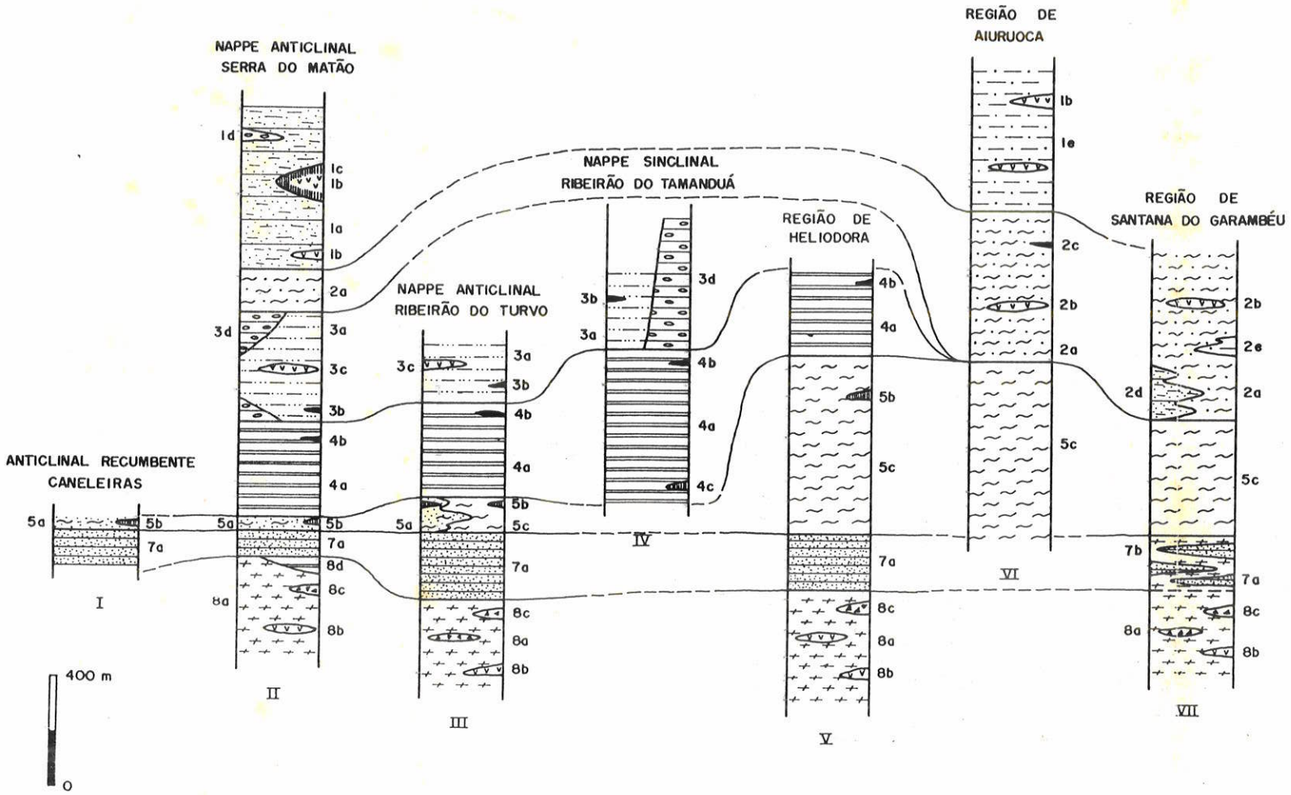
8.1.1. Grupo Andrelândia

8.1.1.1. Litoestratigrafia

A grande extensão da área de ocorrência do Grupo Andrelândia (Fig. 3.1), seccionada por diversas zonas de falha e por diferentes isógradas metamórficas (ver mapas metamórficos apresentados por Trouw, 1983 e Trouw et al., 1984, 1986), torna proibitivo comparar direta e individualmente as colunas litoestratigráficas das diferentes áreas estudadas, pois ao lado das mudanças de facies observadas em algumas das unidades, as transformações metamórficas dificultam, de um modo geral, a caracterização da equivalência das mesmas. Neste sentido, as colunas litoestratigráficas do Grupo Andrelândia serão analisadas segundo domínios, onde os mapeamentos existentes permitem reconhecer a continuidade física das unidades, bem como destacar as transformações decorrentes exclusivamente das variações na intensidade do metamorfismo.

Os traços principais da litoestratigrafia do Grupo Andrelândia na área da localidade que lhe empresta o nome ao longo de sua extensão ocidental, até a região a norte de Ouro Fino, foram descritos no Capítulo 4 e encontram-se sintetizados nas colunas litoestratigráficas da figura 8.1. Neste domínio deve-se assinalar, adicionalmente, a continuidade do Grupo Andrelândia no Estado de São Paulo, ao longo das regiões de Águas de Lindóia, Socorro e Amparo (Fig. 3.1). Os mapeamentos existentes e os levantamentos preliminares realizados pelo autor e pelo Prof. M.C. Campos Neto permitiram reconhecer, nestas três áreas, as unidades dos quartzitos placosos, dos (sillimanita)-(granada)-plagioclásio-muscovita-biotita xistos/gnaisses e dos gnaisses bandados com anfibolitos associados. Os bancos métricos de mármores e rochas cálcio-silicáticas da região da Pedreira Fortaleza de Minas e Faz. Velha (proximidades do Rio Eleutério, Folha Águas de Lindóia) associam-se à segunda destas unidades.

A faixa entre Madre de Deus de Minas e a região a



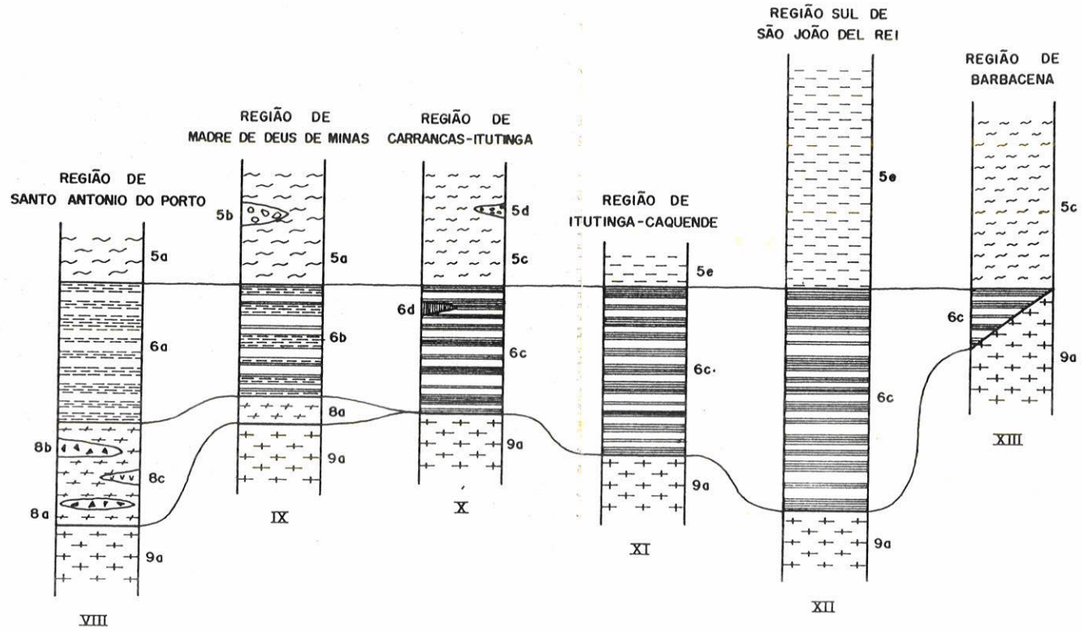


Figura 8.1. Colunas litoestratigráficas do Grupo Andrelândia. A partir de: I, II, III, IV, V - este trabalho; VI, XII - Gonçalves Valeriano (1983); VII, VIII - Gonçalves (1986); IX, X, XI - Heilbron (1983, 1984); XII - Valeriano (1985, 1986); XIII - Noce (1987).

1a- muscovita quartzito ± arcoseano; 1b- anfibolito; 1c- hornblenda-clinopiroxênio gnaisse; 1d- hornblenda-biotita gnaisse granítico ocelar e/ou com bandamento quartzo-feldspático subcentimétrico; 1e- (granada)-muscovita-biotita gnaisse com bandamento quartzo-feldspático centimétrico.

2a- (cianita)-(sillimanita)-granada-biotita-muscovita xisto ou quartzo xisto feldspáticos; 2b- anfibolito; 2c- gondito; 2d- muscovita quartzito; 2e- muscovita-biotita gnaisse com bandamento quartzo-feldspático centimétrico.

3a- (muscovita)-biotita gnaisse quartzoso; 3b- gondito; 3c- anfibolito; 3d- hornblenda-biotita gnaisse granítico ocelar e/ou com bandamento quartzo-feldspático subcentimétrico.

4a- hornblenda-biotita gnaisses bandados com intercalações de anfibolito e quartzito; 4b- gondito; 4c- hornblenda-clinopiroxênio gnaisse.

5a- sillimanita-granada-muscovita-biotita xisto ou quartzo xisto feldspáticos; 5b- hornblenda-clinopiroxênio gnaisse cálcio-silicático; 5c- (cianita)-(sillimanita)-granada-plagioclásio-muscovita-biotita gnaisse/xisto.

7a- quartzitos placosos puro, micácio ou arcoseano; 7b- biotita gnaisse com fino bandamento quartzo-feldspático.

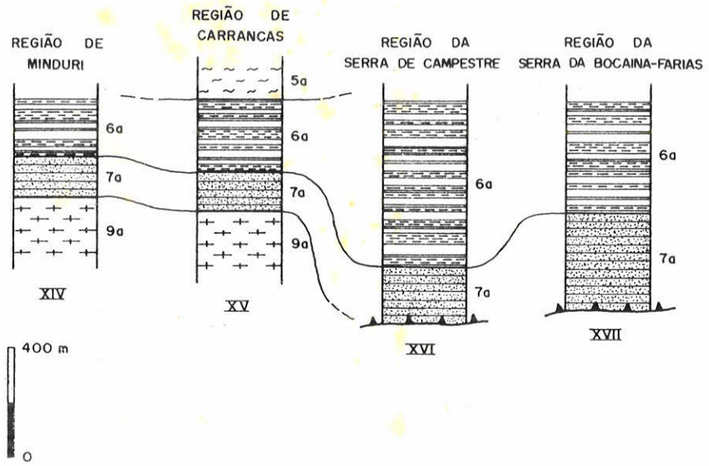
8a- (hornblenda)-(biotita)-gnaisse com fino bandamento quartzo-feldspático; 8b- anfibolito; 8c- meta-básica e meta-ultrabásica; 8d- hornblenda-biotita gnaisses bandados.

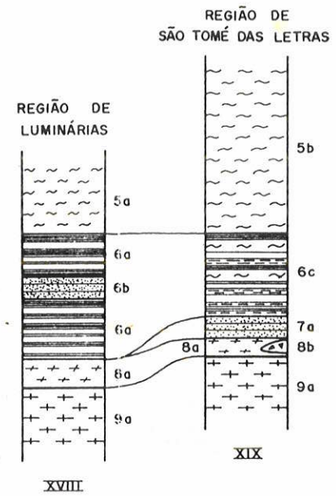
5a- (sillimanita)-(cianita)-granada-plagioclásio-muscovita-biotita gnaisse/xisto; 5b- meta-conglomerado (semelhante ao meta-diamictito de Carandaí); 5c- (granada)-muscovita-biotita xisto a plagioclásio com lentes milimétricas a centimétricas de quartzo; 5d- meta-microconglomerado; 5e- biotita sericita-clorita filito.

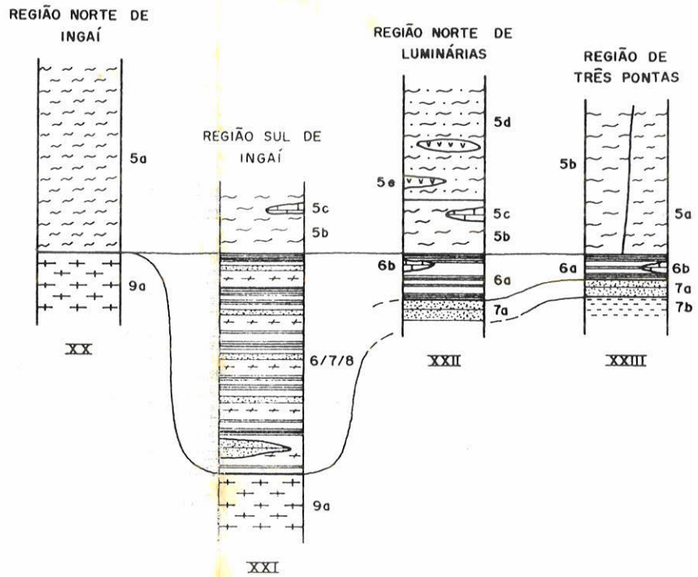
6a- (sillimanita)-(cianita)-estaurolita-granada-biotita-muscovita xisto prateado ou cinza; 6b- (cianita)-(estaurolita)-cloritóide-granada-biotita-muscovita xisto ± grafitoso com intercalações métricas a centimétricas de quartzito e quartzo xisto; 6c- biotita-clorita-sericita filito ± grafitoso com intercalações centimétricas a métricas de quartzito e quartzo-xisto; 6d- cálcio-silicática.

8a- biotita gnaisse com fino bandamento quartzo-feldspático; 8b- meta-básica e meta-ultrabásica; 8c- anfibolito.

9a- embasamento (Complexo Barbacena e correlatos).







5a- (granada)-biotita-muscovita xisto com lentes milimétricas a centimétricas de quartzo; 5b- granada-plagioclásio-muscovita-biotita gnaisses/xisto; 5c- (cianita)-(sillimanita)-granada-plagioclásio-muscovita-biotita gnaisse/xisto grosso com intercalações de anfibolito, gnaisses bandados e gnaisse cálcio-silicático.

6a- (granada)-biotita-muscovita filito/xisto grafitoso com intercalações centimétricas a métricas de quartzito; 6b- quartzitos placosos puro ou micáceos (em parte a mica esverdeada); 6c- (estaurolita)-(granada)-biotita-muscovita xisto/filito ± grafitoso com intercalações centimétricas a métricas de quartzito e (granada)-plagioclásio-muscovita-biotita gnaisse/xisto.

7a- quartzitos placosos puro ou micáceo (em parte a mica esverdeada) com intercalações de quartzo xisto e xisto.

8a- biotita gnaisse com fino bandamento quartzo-feldspático com intercalações de quartzito e meta-arcósio; 8b- meta-básica e meta-ultrabásica.

9a- embasamento (Complexo Barbacena e correlatos).

5a- muscovita-biotita xisto com lentes milimétricas a centimétricas de quartzo.

6a- (cianita)-(estaurolita)-(granada)-(cloritoóide)-biotita-muscovita xisto/filito ± grafitoso e com intercalações centimétricas a métricas de quartzito e quartzo xisto.

7a- quartzitos placosos puro ou micáceo (em parte a mica esverdeada) com intercalações de quartzo filito/xisto e quartzito com bandas milimétricas ricas em minerais opacos.

9a- embasamento (Complexo Barbacena e correlatos).

5a- (granada)-clorita-biotita-muscovita xisto/filito a plagioclásio com lentes milimétricas a centimétricas de quartzo e intercalações de gnaisse microconglomerático; 5b- (granada)-plagioclásio-muscovita-biotita gnaisse/xisto; 5c- meta-calcáreo; 5d- (cianita)-(sillimanita)-granada-plagioclásio-muscovita-biotita gnaisse / xisto grosso; 5e- anfibolito.

6a- biotita-muscovita filito ± grafitoso cinza (em parte branco em Três Pontas) com intercalações centimétricas a métricas de quartzito e quartzo xisto; 6b- meta-calcáreo.

7a- quartzitos placosos puro ou micáceo (em parte a mica esverdeada) com intercalações de quartzo xisto/filito e quartzito com bandas milimétricas ricas em minerais opacos; quartzo-muscovita filito branco com intercalações de quartzito micáceo.

6/7/8- alternância métrica de quartzito placoso, filito ± grafitoso e biotita gnaisse. Intercalam-se meta-arcósio, meta-básica e meta-ultrabásica.

9a- embasamento (Complexo Barbacena e correlatos).

Figura 8.1. Continuação. A partir de: XIV - Paciullo (1980, 1983); XV - Heilbron (1984) e Dayan e Batista Filho (1984); XVI, XX, XXI, XXII - Ribeiro (1980, 1983); XVII - Chrispim (1983); XVIII - Silva (1984); XIX - Trouw et al. (1984) e Ribeiro e Heilbron (1982); XXIII - Maciel (1983).

a sul de Itutinga (Fig. 8.2), como já anteriormente assinalado por Ebert (1956a, b), permite estabelecer as relações entre os litotipos característicos do Grupo Andrelândia e aqueles que ocorrem na região a sul de São João del Rei. Para a porção central desta faixa, Heilbron (1983, 1984) e Trouw et al. (1984) apresentaram, da base para o topo, o seguinte empilhamento litoestratigráfico (Coluna IX da Fig. 8.1.):

. unidade dos biotita gnaisses finos, com bandamento quartzo-feldspático;

. unidade dos (sillimanita)-cianita-granada-biotita-muscovita xistos grafitosos, com intercalações centimétricas a métricas de quartzito;

. unidade dos (sillimanita)-cianita-granada-plagioclásio-muscovita-biotita xistos/gnaisses.

Em direção a Santo Antonio do Porto, Gonçalves (1986) reconhece as seguintes modificações nestas unidades (Coluna VIII da Fig. 8.1): nos biotita gnaisses finos começam a ocorrer níveis de biotitito, clorita xistos, talco xistos e anfibolitos, bem como granada e hornblenda podem localmente estar presentes; os micaxistos grafitosos perdem gradativamente a tonalidade cinzenta, passando ao predomínio de (sillimanita)-cianita-estaurolita-granada-muscovita xistos. Já em direção a sul de Itutinga, Heilbron (1983, 1984) descreve as seguintes modificações (Coluna X da Fig. 8.1b): os micaxistos grafitosos, diretamente sobrepostos ao embasamento, passam gradativamente para biotita-muscovita filitos grafitosos, estando a presença de cianita, estaurolita, granada e cloritóide controlada pela composição química das rochas e pela distribuição das isógradas metamórficas; os plagioclásio-muscovita-biotita xistos/gnaisses, com a diminuição do teor de feldspato, adquirem um aspecto mais francamente xistoso e têm a presença de cianita e granada também controlada pela distribuição das isógradas metamórficas.

Na continuidade física da faixa Madre de Deus de Mi

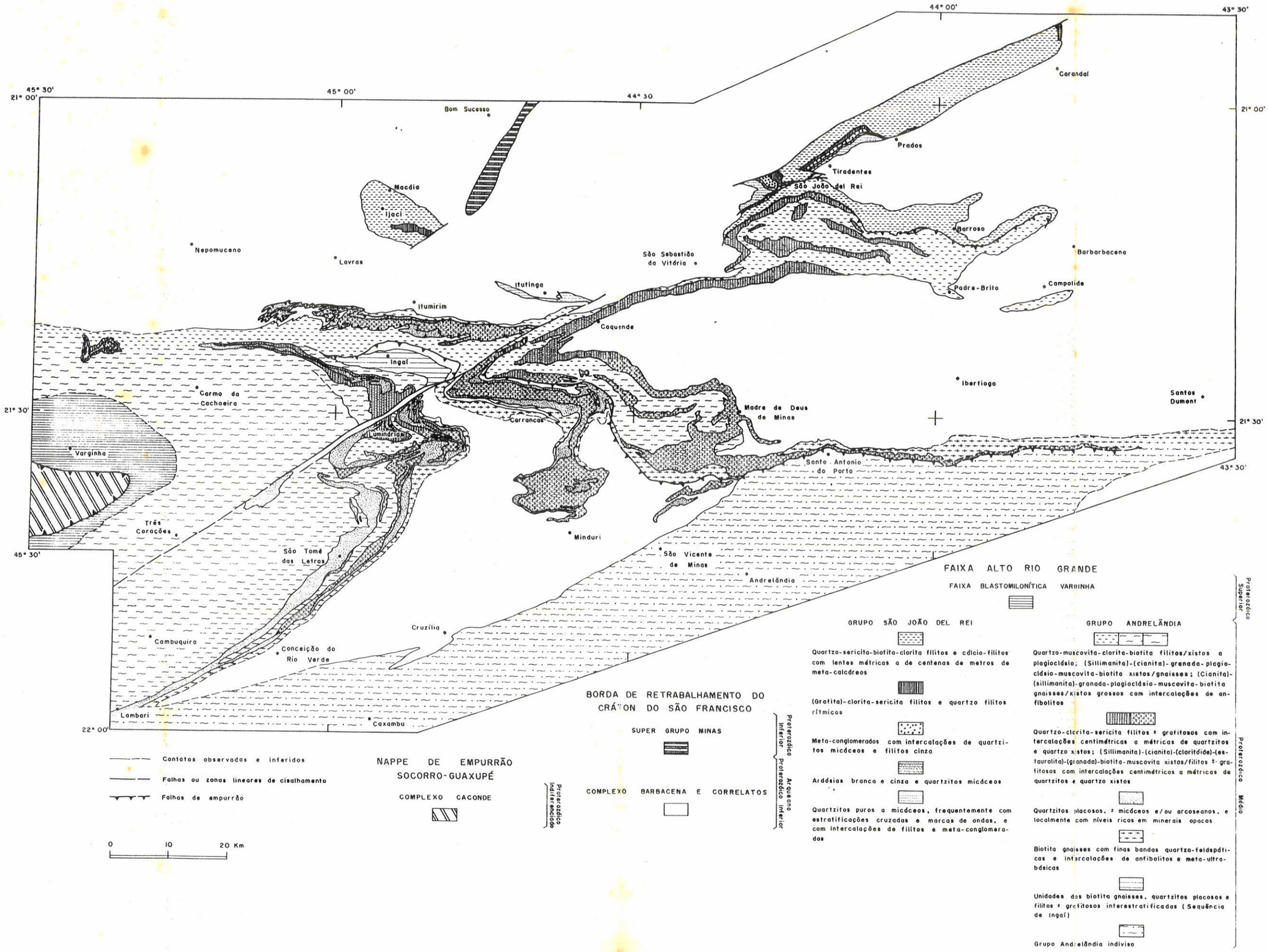


Figura 8.2. Mapa geológico das porções setentrional e oriental da Faixa Alto Rio Grande. Integração a partir de: Ebert (1984b); Trouw et al. (1983, 1986); Chrispim (1980, 1983); Ribeiro (1980, 1983); Maciel (1984); Heilbron (1983, 1984); Silva (1984); Valeriano (1985, 1986); Gonçalves (1986); Noce (1987).

nas-sul de Itutinga, em direção a Barbacena (Fig. 8.2), Heilbron (op. cit.) caracterizou adicionalmente a transição dos plagioclásio-muscovita-biotita xistos para muscovita-biotita-clorita filitos (Coluna XI da Fig. 8.1). Esta unidade e a dos filitos grafitosos com intercalações de quartzitos foram continuamente mapeadas por Valeriano (1985, 1986) e Noce (1987), respectivamente, na região a sul de São João del Rei e na sua extensão até NE de Barbacena (Fig. 8.2 e Colunas XII e XIII da Fig. 8.1). Nesta última área, a unidade superior encontra-se em grande parte diretamente sobreposta ao embasamento, bem como exibe condições de metamorfismo mais acentuadas, caracterizando-se como xistos (contém granada na região de Padre Brito e na ocorrência de Campolide).

A norte de Minduri, Paciullo (1980, 1983) reconheceu, diretamente sobreposta ao embasamento, uma unidade de muscovita quartzitos placosos (com muscovita esverdeada e localmente contendo feldspatos, biotita e cianita, bem como níveis milimétricos de minerais opacos) sobreposta por cianita-estaurolita-granada-biotita-muscovita xistos cinza (com intercalações de quartzitos) que, em direção ao topo, passam a granada-biotita-muscovita filitos cinza grafitosos (Fig. 8.2 e Coluna XIV da Fig. 8.1). A continuidade setentrional destas unidades foi mapeada em detalhe na Serra das Bicas por Magalhães (1983, 1985) e nas Serras de Carrancas e do Pombeiro por Heilbron (1983, 1984). No entroncamento das Serras de Carrancas e das Bicas, Dayan (1984) individualizou adicionalmente uma unidade de biotita xistos (Xistos Angola; Coluna XV da Fig. 8.1) no topo dos muscovita xistos/filitos grafitosos que, como demonstrado por Heilbron (op. cit.), têm a presença de estaurolita, granada, cianita e cloritóide controlada principalmente pela distribuição das isógradas metamórficas.

Com mesmas características litológicas, inclusive com a presença de mica esverdeada (fuchsita) nos quartzitos placosos, as duas unidades basais descritas na área acima foram mapeadas nas Serras da Estância e do Campestre (Fig. 8.2 e Coluna XVI da Fig. 8.1) por Ribeiro (1980, 1983), e na continuidade ocidental destas serras (Serras do Bocaina e do Faria, Fig. 8.2 e Coluna XVII da Fig. 8.1) por Chrispim (1983). A natureza alóctone pa

ra o conjunto nesse local tem sido assinalada por diversos autores (Ribeiro, 1983; Heilbron, 1983, 1984; Trouw, 1983; Trouw et al., 1983).

Nos arredores de Luminárias, Silva (1984) descreveu, da base para o topo, o seguinte empilhamento litoestratigráfico (Fig. 8.2, Coluna XVIII da Fig. 8.1):

. unidade de quartzitos intercalados com granada filito cinza grafitoso;

. unidade de muscovita (fuchsita) quartzitos, quartzo xistos e muscovita filitos (esta unidade corresponde a possante intercalação na anterior, como pode ser observado no mapa geológico apresentado por Silva, 1984);

. unidade de granada-biotita xistos com lentes milimétricas de quartzo.

Na coluna litoestratigráfica apresentada anteriormente por Ribeiro e Heilbron (1982) para a região de Sobradinho (sul de Luminárias) algumas pequenas diferenças podem ser observadas com relação à descrita acima: a unidade basal é constituída por biotita gnaisses com bandamento, contendo faixas de xistos verdes e diretamente sobreposta pela unidade dos muscovita (fuchsita) quartzitos placosos. Na continuidade para sudoeste destas unidades, Trouw et al. (1984) apresentaram uma coluna litoestratigráfica para a região de São Tomé das Letras, semelhante às duas anteriores, exceto pela repetição das unidades dos quartzitos e dos filitos grafitosos. Essa repetição, contudo, pode ser caracterizada, a partir dos mapas e perfis geológicos apresentados por Ribeiro e Heilbron (op. cit.) e Trouw et al. (1983, 1986) para a região, como produto de dobramento isoclinal (esta interpretação foi utilizada na elaboração da Coluna XIX da Fig. 8.1).

As unidades litoestratigráficas descritas nos domínios anteriores, de um modo geral mantendo as mesmas relações entre si, foram mapeadas nas regiões de Ingaí e Três Pontas (Fig.

8.2), respectivamente, por Ribeiro (1980, 1983) e Maciel (1983). No entanto, as colunas estratigráficas elaboradas por esses autores mostram-se parcialmente em desacordo com as relações espaciais das unidades em mapa e/ou com os dados apresentados para as áreas adjacentes.

A unidade de plagioclásio-muscovita-biotita xistos que ocorre a norte de Ingaí exibe características litológicas idênticas às da unidade do topo da Faixa Madre de Deus de Minas - sul de Itutinga, tendo sido assim individualizada por Heilbron (1983, 1984). Por outro lado, a "seqüência estratificada de Ingaí" (Ribeiro, 1983) possui, seja a nível dos litotipos dominantes, seja a nível das intercalações, uma constituição semelhante ao conjunto das unidades dos biotita gnaisses com bandamento quartzo-feldspático, dos quartzitos placosos e dos filitos cinza grafitosos. Essas relações sugerem para o contato setentrional da "seqüência estratificada de Ingaí" e do núcleo de embasamento sotoposto, um limite tectônico onde é cavalgada a unidade dos plagioclásio-muscovita-biotita xistos. Torna-se necessária, portanto, a individualização da coluna litoestratigráfica apresentada por Ribeiro (op. cit.) segundo as áreas a norte e a sul deste limite tectônico (Colunas XX, XXI e XXII da Fig. 8.1); para a segunda área deve-se adicionalmente assinalar que as relações espaciais em mapa e perfis geológicos indicam que a unidade de biotita xistos e gnaisses finos de Ribeiro (op. cit.) encontra-se no topo dos quartzitos e filitos da Pedra Branca.

As características litológicas descritas por Maciel (1983) para as duas unidades mapeadas estruturalmente na base e no topo do conjunto de quartzitos e filitos da Serra de Três Pontas, aliadas à análise regional da área, indicam a equivalência e continuidade física das mesmas, bem como permitem correlacioná-las à unidade dos plagioclásio-muscovita-biotita xistos/gnaisses descrita nos domínios anteriores. A partir destes dados e da correlação entre os níveis B-F e C-D, tomada com base nas semelhanças litológicas e nas relações espaciais com os biotita gnaisses, uma reinterpretação da coluna litoestratigráfica para região de Três Pontas é apresentada na figura 8.1).

Os diversos domínios caracterizados acima mostram, quando são comparados entre si, uma geral semelhança seja dos seus litotipos, seja do empilhamento litoestratigráfico. Como duas diferenças principais assinala-se a ausência dos filitos/xistos cinza grafitosos nos domínios mais internos à Faixa (uma única ocorrência destes litotipos foi descrita nas proximidades de São Vicente de Minas por Paciullo, 1983) e a ausência das unidades superiores, com maior volume de prováveis meta-vulcânicas (vide próximo item), nos domínios setentrionais. No entanto, na região entre Lambari e São Tomé das Letras, continuidade física entre os domínios setentrionais e meridionais, pode-se reconhecer um gradativo acunhamento dessas unidades. Neste sentido, no atual estágio do conhecimento, atribui-se o conjunto desses domínios a uma mesma zona isópica. Contudo, é provável que em estudos futuros aquelas diferenças possam ser utilizadas para se definir sub-zonas dentro deste domínio paleogeográfico aqui atribuído ao Grupo Andrelândia (como exemplo poder-se-ia tomar o Facies Luminárias definido por Trouw et al., 1986).

8.1.1.2. Paleogeografia

Com o objetivo de fundamentar a análise paleogeográfica do Grupo Andrelândia, bem como para permitir uma posterior comparação mais precisa com as duas outras zonas isópicas da Faixa Alto Rio Grande, será inicialmente discutido o significado primário de três de suas unidades litoestratigráficas.

Nos estudos realizados nas regiões de Madre de Deus de Minas, Santo Antonio do Porto e Luminárias (Silva, 1983; Gonçalves, 1986) tem-se caracterizado a unidade dos biotita gnaisses com bandamento quartzo-feldspático como um conjunto de meta-grauvacas finas e meta-arcósios. As intercalações de quartzitos, muito freqüentes na região entre Santo Antonio do Porto e Caxambu (Gonçalves, 1986; Trouw et al., 1986), também indicam uma origem parametamórfica para os gnaisses dessa unidade. Com respeito às

intercalações de rochas meta-básicas e meta-ultrabásicas presentes nessa unidade, não é possível, no atual estágio de conhecimento, distinguir uma natureza intrusiva ou vulcânica para as mesmas.

A grande variabilidade, a nível de afloramento e/ou regional, do teor de plagioclásio da unidade dos (sillimanita)-(cianita)-(granada)-plagioclásio-muscovita-biotita xistos/gnaisses, independente do grau de metamorfismo a que foram submetidos, indica que estas rochas devem representar meta-grauvacas, como já anteriormente assinalado por Ebert (1971, 1984a, b). Com base em critérios texturais e composicionais, Noce (1987) caracterizou em detalhe essa unidade como meta-grauvacas distais, na região a oeste de Barbacena. Aliada a este fato, a organização faciológica primária regional dessas meta-grauvacas, com os termos imaturos nos domínios meridionais do Grupo Andrelândia, indica uma área fonte a sul/sudoeste. Tal polaridade sedimentar é também evidenciada quando a unidade equivalente do Grupo Itapira é conjuntamente considerada (grauvacas proximais; ver item 8.1.3.2), bem como pela análise das unidades meta-psamo-pelíticas sobrepostas nos dois Grupos.

Uma provável origem vulcano-tufácea básico-intermediária para a unidade dos gnaisses bandados e anfibolitos associados é sugerido pela sistemática alternântica centimétrica a decimétrica de bandas de diferentes composições e afinidades magmáticas (dioríticas, quartzo-dioríticas e tonalíticas), seja pela ocorrência esporádica de intercalações de termos nitidamente meta-sedimentares (quartzitos, micaxistos e gnaisses quartzosos). Embora ainda em pequeno número, os dados geoquímicos dos gnaisses bandados (Basei et al., 1986) também indicam se tratar de produtos de magmatismo básico a intermediário cálcio-alcalino.

A partir do empilhamento litoestratigráfico descrito e das considerações petrológicas preliminares analisadas acima, pode-se caracterizar seis estágios sucessivos na evolução paleogeográfica da zona isópica a que se refere o Grupo Andrelândia (Fig. 8.3).

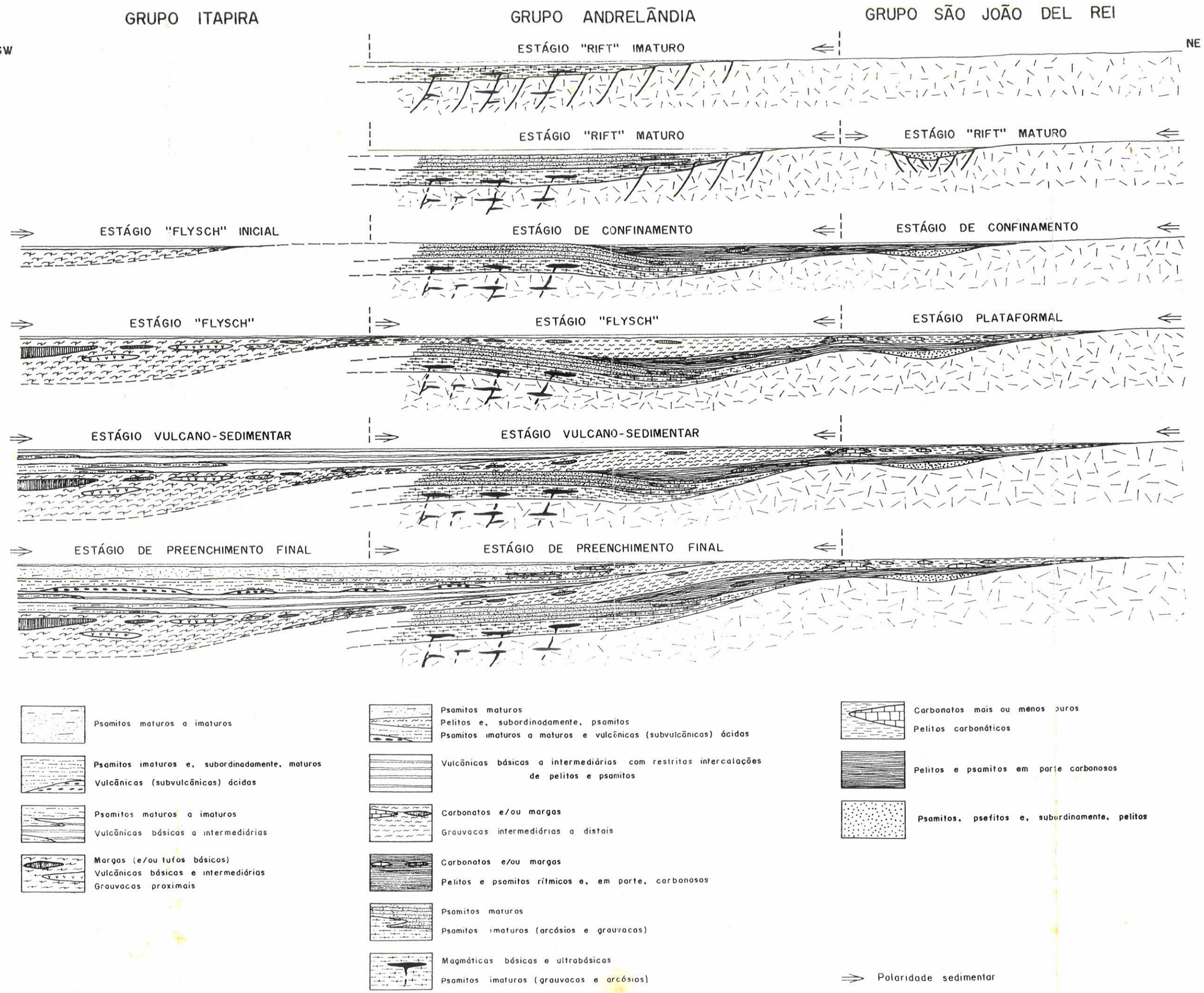


Figura 8.3. Seções transversais esquemáticas da Faixa Alto Rio Grande ilustrando os diferentes estágios paleogeográficos caracterizados para os Grupos São João del Rei, Andrelândia e Itapira.

- **estágio "rift" imaturo** - o desenvolvimento inicial do Grupo Andrelândia corresponde a uma sedimentação de grauvacas finas e meta-arcóseos, acompanhada por um magmatismo básico - ultrabásico, e que tem como registro a maior parte da unidade dos biotita gnaisses com bandamento quartzo-feldspático. A natureza imatura dos sedimentos e o caráter do magmatismo permitem associar esse estágio a um ambiente de "rift" com atuação de uma provável intensa tectônica de falhamentos.

- **estágio "rift" maturo** - caracteriza-se por uma sedimentação dominantemente psamítica de extensiva distribuição espacial e, em geral, com as mesmas características em toda sua área de ocorrência. Está representada pela unidade dos quartzitos placosos e, em algumas áreas restritas (e.g.: Santo Antonio do Porot - Santana do Garambéu - Caxambu) pelos níveis superiores da unidade dos biotita gnaisses com bandamento quartzo-feldspático, onde são muito freqüentes as intercalações de quartzitos.

- **estágio de confinamento** - representado pela unidade dos filitos e xistos cinza grafitosos com intercalações de quartzitos, este estágio corresponde a uma sedimentação psamo-pelítica em parte sob condições redutoras, como é indicado pela ocorrência de material carbonoso. O estabelecimento deste ambiente redutor deve estar associado ao confinamento da bacia pelo desenvolvimento de um alto-fundo nas suas porções internas, como é sugerido pela ausência dos meta-sedimentos referentes a este estágio na faixa entre Andrelândia-Águas de Lindóia (uma ocorrência de filitos/xistos cinza nesta faixa foi descrita por Paciullo, 1983, a sul de Minduri).

- **estágio "flysch"** - corresponde à sedimentação de importante seqüência de grauvacas intermediárias a distais com polaridade sedimentar de SW para NE, ou seja, dos domínios internos para os domínios externos da faixa de dobramento. A existência de sedimentação química no final deste estágio é indicada por intercalações de rochas cálcio-silicáticas e, subordinadamente, de meta-calcáreos. A pequena espessura dessas meta-grauvacas na região de Ouro Fino, aliada à abundância de intercalações de

rochas cálcio-silicáticas e quartzo xistos, indicam a manutenção desta área como um alto-fundo também neste estágio.

- **estágio vulcano-sedimentar** - representa o desenvolvimento de uma seqüência predominantemente vulcano-tufácea básico-intermediária com contribuições restritas de sedimentos psamo-pelíticos. Tem como registro a unidade dos gnaisses bandados, cuja distribuição espacial indica que o magmatismo se restringiu às porções internas da zona isópica do Grupo Andrelândia. Mineralizações de manganês associadas provavelmente se relacionam a atividades vulcano-exalativas.

- **estágio de preenchimento final** - caracteriza-se por uma sedimentação psamítica mais ou menos imatura (unidade dos muscovita-biotita gnaisses quartzosos),seguida pelo desenvolvimento de uma seqüência pelito-psamítica regressiva (unidades dos (silli manita)-(granada)-quartzo micaxistos e dos muscovita quartzitos). Prováveis registros de vulcanismo ácido e básico a intermediário correspondem, respectivamente, aos hornblenda-biotita gnaisses ocelares e às intercalações de anfibolitos e gnaisses bandados. Adicionalmente, a maioria das mineralizações de manganês deste Grupo referem-se ao início da evolução deste estágio.

A colocação de corpos graníticos subvulcânicos e concordantes (granito-gnaisses Taguar) nas porções internas do domínio do Grupo Andrelândia, após o estágio de preenchimento final, é atestado pela invasão das unidades deste estágio por esses granitos (cf. Capítulo 5).

8.1.2. Grupo São João Del Rei

8.1.2.1. Litoestratigrafia

O empilhamento litoestratigráfico do Grupo São João

del Rei, na faixa entre as cidades de São João del Rei e Carandaí, foi inicialmente descrito por Ebert (1955b, 1956a, 1957b, 1984a) e pode ser visualizado nas colunas litoestratigráficas elaboradas na Serra do Lenheiro, na Serra de São José e na região de Carandaí (Fig. 8.4), respectivamente, por Valeriano (1985, 1986), Trouw et al. (1983) e Ebert (1957b). Nas duas primeiras localidades, é descrito um conjunto basal dominantemente meta-psamítico e meta-psefítico, sobreposto por uma unidade de filitos pretos a cinza e por uma unidade de carbonato-biotita-clorita filitos e cálcio-filitos com lentes de meta-calcáreos. Na região de Carandaí, onde o conjunto basal está ausente, ocorre um nível restrito de meta-diamictitos na base da unidade dos filitos pretos (grafitosos) que, como a unidade dos carbonato-biotita-clorita filitos e cálcio-filitos, pode repousar diretamente sobre o embasamento.

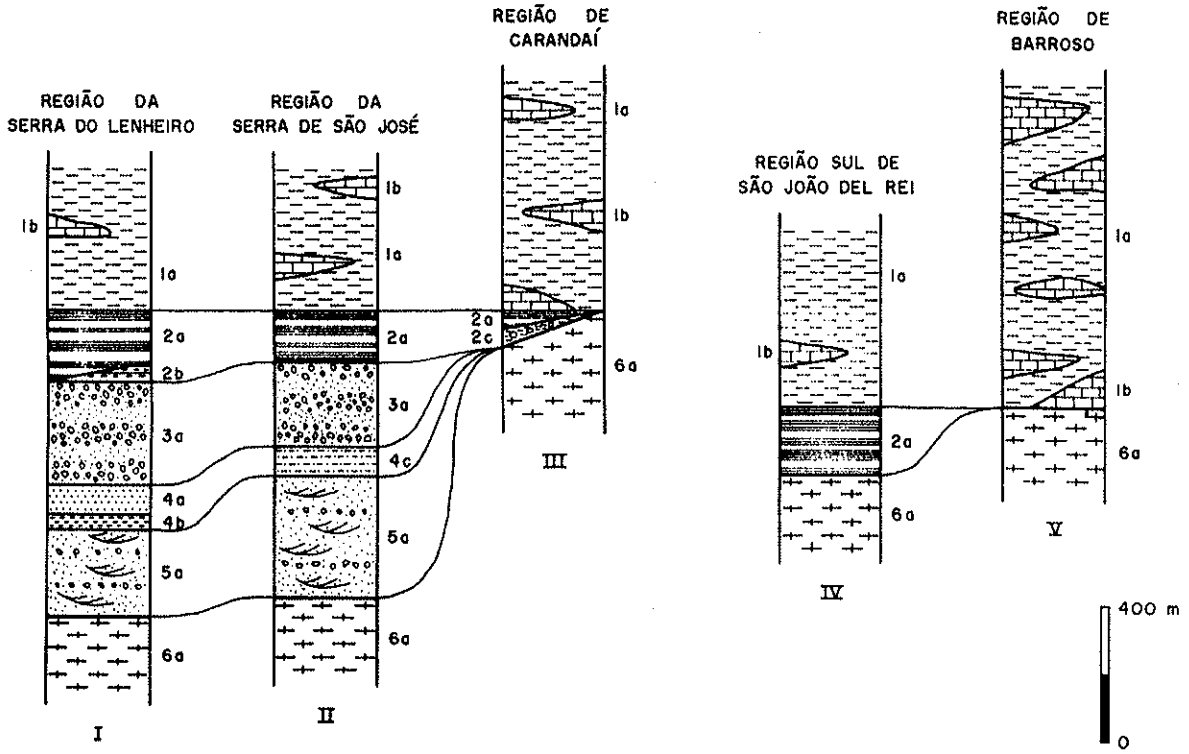
A unidade do topo da faixa entre São João del Rei e Carandaí, diferenciada apenas pelo maior volume de meta-calcáreos, foi mapeada por Valeriano (1985, 1986) e Noce (1987) ao longo de uma faixa entre SE de São João del Rei, Barroso e NE de Barbacena; a unidade dos filitos pretos foi reconhecida na sua base, exclusivamente no extremo sudoeste desta faixa (Fig. 8.2 e Colunas IV e V da Fig. 8.4).

Como duas outras pequenas ocorrências isoladas do Grupo São João del Rei, são descritos os quartzitos de Itutinga, que segundo Heilbron (1983, 1984) assemelham-se aos níveis basais da Serra do Lenheiro, e os filitos grafitosos, cálcio-filitos e meta-calcáreos da região de Ijaci (Fig. 8.2).

8.1.2.2. Paleogeografia

As características litoestratigráficas descritas para o Grupo São João del Rei permitem individualizar três estágios principais na evolução da zona isópica a que se refere (Fig.8.3).

- **estágio "rift" maturo** - como é indicado pelas estruturas sedi



1a- carbonato-sericita-biotita-clorita filito com bandamento com posicional milimétrico e níveis de cálcio-filito; 1b- meta-calcáreos puros ou localmente com níveis milimétricos ricos em minerais opacos, quartzo e flogopita.

2a- clorita-sericita filito preto ± grafitoso e alternado milimétrica a centimetricamente com quartzo filito; 2b- filito quartzoso laminado com cor de alteração alaranjada; 4c- meta-diamictito com matriz xistosa e seixos centimétricos a métricos de granito, gnaisse, migmatito, anfibolito, xisto verde, filito grafitoso e quartzito.

3a- meta-conglomerados com matriz quartzítica e seixos esparsos e arredondados de quartzo, quartzito e filito cinza. Intercalam-se quartzito micáceo e filito cinza.

4a- ardósias branca ou cinza com manchas locais de redução; 4b- quartzito micáceo com estratificação cruzada e marcas de ondas assimétricas; 4c- ardósia e quartzito indiferenciados.

5a- quartzitos puro ou micáceo, placosos e ricos em estratificação cruzada e marcas de ondas assimétricas. Intercalam-se clorita-sericita filito (localmente com gretas de contração) e meta-conglomerado.

6a- embasamento (Complexo Barbacena e correlatos).

1a- carbonato-sericita-biotita-clorita filito com bandamento composicional milimétrico e níveis de cálcio-filito; 1b- meta-calcáreos branco ou cinza azulado, puros e maciços, e meta-calcáreos cinza, impuros (micáceos) maciços ou laminados.

2a- clorita-sericita filito preto ± grafitoso e alternado milimétrica a centimetricamente com quartzo filito.

6a- embasamento (Complexo Barbacena e correlatos).

Figura 8.4. Colunas litoestratigráficas do Grupo São João del Rei. A partir de: I, IV - Valeriano (1985, 1986); II - Trouw et al. (1983); III - Ebert (1957b); Noce (1987).

mentares (Karfunkel e Noce, 1983; Valeriano, 1985, 1986; Noce, 1987), corresponde a uma sedimentação de águas rasas e está representado principalmente pelos meta-psamitos, meta-psefitos e ardósias que ocorrem nas Serras do Lenheiro e de São José e na região de Itutinga.

- **estágio de confinamento** - é caracterizado pelo estabelecimento de condições redutoras para sedimentação de pelitos ricos em material carbonoso e tem como registro os filitos pretos a cinza mais ou menos grafitosos.

- **estágio plataformal** - corresponde a uma sedimentação transgressiva pelítica com contribuição de sedimentos químicos, que adquirem importância em direção a SSE onde são freqüentes as ocorrências de meta-calcáreos no Grupo São João del Rei.

O desenvolvimento de uma sedimentação plataformal subseqüentemente ao estágio de confinamento, em contraste com aquela do tipo "flysch" do Grupo Andrelândia, constitui o traço principal para caracterização do Grupo São João del Rei como um domínio paleogeográfico distinto da Faixa Alto Rio Grande. Pode-se ainda assinalar que, embora o estágio "rift" maturo de ambas as paleogeografias mostrem evoluções semelhantes, tem-se indicações de um desenvolvimento geograficamente independente para os mesmos (ver item 8.2.1).

Em vista da caracterização como paleogeografias distintas, torna-se, portanto, necessário analisar a natureza do contato entre as unidades dos Grupos São João del Rei e Andrelândia. A despeito de não serem reconhecidas rochas miloníticas ao longo deste limite (Valeriano, 1985, 1986; Noce, 1987), a sobreposição dos filitos cinza grafitosos do Grupo Andrelândia à unidade dos carbonato-biotita-clorita filitos e cálcio-filitos do Grupo São João del Rei, aliada à ausência de rochas de transição entre esta última unidade e as meta-grauvacas do Grupo Andrelândia, indicam um caráter tectônico para justaposição dessas zonas isópicas, como já anteriormente admitido por Ebert (1984a).

Um outro provável limite tectônico presente nessa região, também já assinalado por Ebert (op. cit.), corresponde ao contato entre as faixas São João del Rei-Carandaí e SE de São João del Rei - NE de Barbacena pois, ao lado da ausência dos meta-psamitos e psefitos basais na segunda faixa, são descritos diferentes padrões estruturais para as mesmas: na faixa meridional a foliação S_2 é francamente paralela às estruturas anteriores e constitui a xistosidade dominante, enquanto que na faixa setentrional esta estrutura é pouco intensa e exibe alto ângulo com a foliação S_1 e a superfície S_0 (Valeriano, 1985, 1986; Noce, 1987). No entanto, a possibilidade de uma transição estrutural e acunhamento das unidades litoestratigráficas não é descartada por Valeriano (1985, 1986).

8.1.3. Grupo Itapira

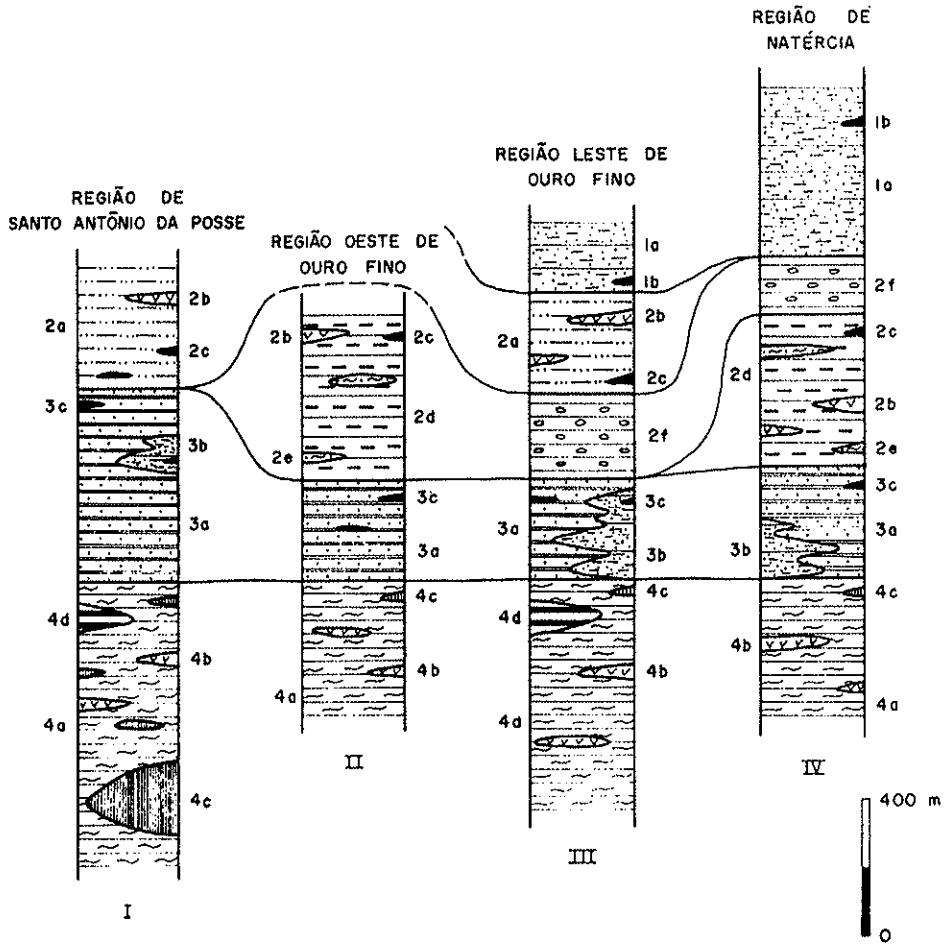
8.1.3.1. Litoestratigrafia

O Grupo Itapira, definido como um domínio paleogeográfico independente da Faixa Alto Rio Grande, foi individualizado por Campos Neto e Vasconcellos (relatório FAPESP, 1986 - inédito) em três faixas distintas, respectivamente nas regiões de Natércia, Ouro Fino e entre Itapira e norte de Pedreiras (Fig.3.1).

Nessas três áreas de ocorrência, a despeito de não terem continuidade física, reconhece-se para o Grupo Itapira empilhamentos litoestratigráficos praticamente idênticos (Fig. 8.5), sendo descritas, da base para o topo, as seguintes unidades:

- unidades dos granada-biotita-plagioclásio gnaisses com intercalações de anfibolitos, gnaisses bandados e rochas cálcio-silicáticas, que podem atingir espessuras superiores a 100 m.

- unidade dos gnaisses bandados e gnaisses quartzosos caracterizada por freqüentes mudanças laterais de facies, definidas pe



1a- muscovita quartzito ± arcoseano; 1b- gondito.

2a- (muscovita)-biotita gnaisse quartzoso e/ou muscovita quartzito; 2b- anfibolito; 2c- gondito; 2d- biotita gnaisses tonalíticos a graníticos com bandamento quartzo-feldspático subcentimétrico a centimétrico; 2e- biotita xisto e quartzo-xisto; 2f- hornblenda -biotita gnaisse granítico ocelar e/ou com bandamento quartzo-feldspático subcentimétrico.

3a- hornblenda-biotita gnaisses bandados com intercalações de (muscovita)-biotita gnaisse quartzoso (localmente este pode representar o litotipo dominante); 3b- muscovita quartzito ± arcoseano; 3c- gondito.

4a- granada-biotita-plagioclásio gnaisse granolepidoblástico com bandamento descontínuo ou agregados ocelares quartzo-feldspáticos e intercalações de termos homogêneos; 4b- anfibolito; 4c- hornblenda-biotita gnaisses bandados; 4d- hornblenda-clinopiroxênio gnaisse cálcio-silicático (ocasionalmente a escapolita).

Figura 8.5. Colunas litoestratigráficas do Grupo Itapira. A partir de : I - Basei et al. (1986); II, III, IV - este trabalho.

lo predomínio ora dos gnaisses bandados, ora dos gnaisses quartzosos e quartzitos.

- unidade dos hornblenda-biotita gnaisses ocelares e biotita gnaisses com fino bandamento quartzo-feldspático ou estrutura listrada.

- unidade dos gnaisses quartzosos e muscovita quartzitos.

As relações litoestratigráficas entre estas unidades, tomadas no campo na região de Ouro Fino, encontram-se sintetizadas nos perfis da figura 8.6.

Adicionalmente, deve-se assinalar que nas três áreas de ocorrência do Grupo Itapira podem ser reconhecidos núcleos migmatíticos desenvolvidos sobre praticamente todas as unidades da sua coluna litoestratigráfica.

8.1.3.2. Paleogeografia

As características litoestratigráficas gerais do Grupo Itapira, similares às das porções intermediária e superior do Grupo Andrelândia, não registram diferenças significativas para os traços maiores da sua evolução pelogeográfica com relação àqueles descritos para o Grupo Andrelândia. No entanto, uma análise detalhada de algumas das unidades e dos diversos estágios evolutivos permite reconhecer a independência paleogeográfica do Grupo Itapira.

As freqüentes variações estruturais, texturais e composicionais dos granada-biotita-plagioclásio gnaisses, bem como sua passagem gradativa a intercalações ocasionais de sillimanita-granada-muscovita-biotita xistos, evidenciam uma origem metasedimentar para os mesmos. Nesse caso, sua composição tonalítica a quartzo-diorítica, com raros termos contendo mais de 50% de biotita, sugere que se trata, mais precisamente, de meta-grauvacas

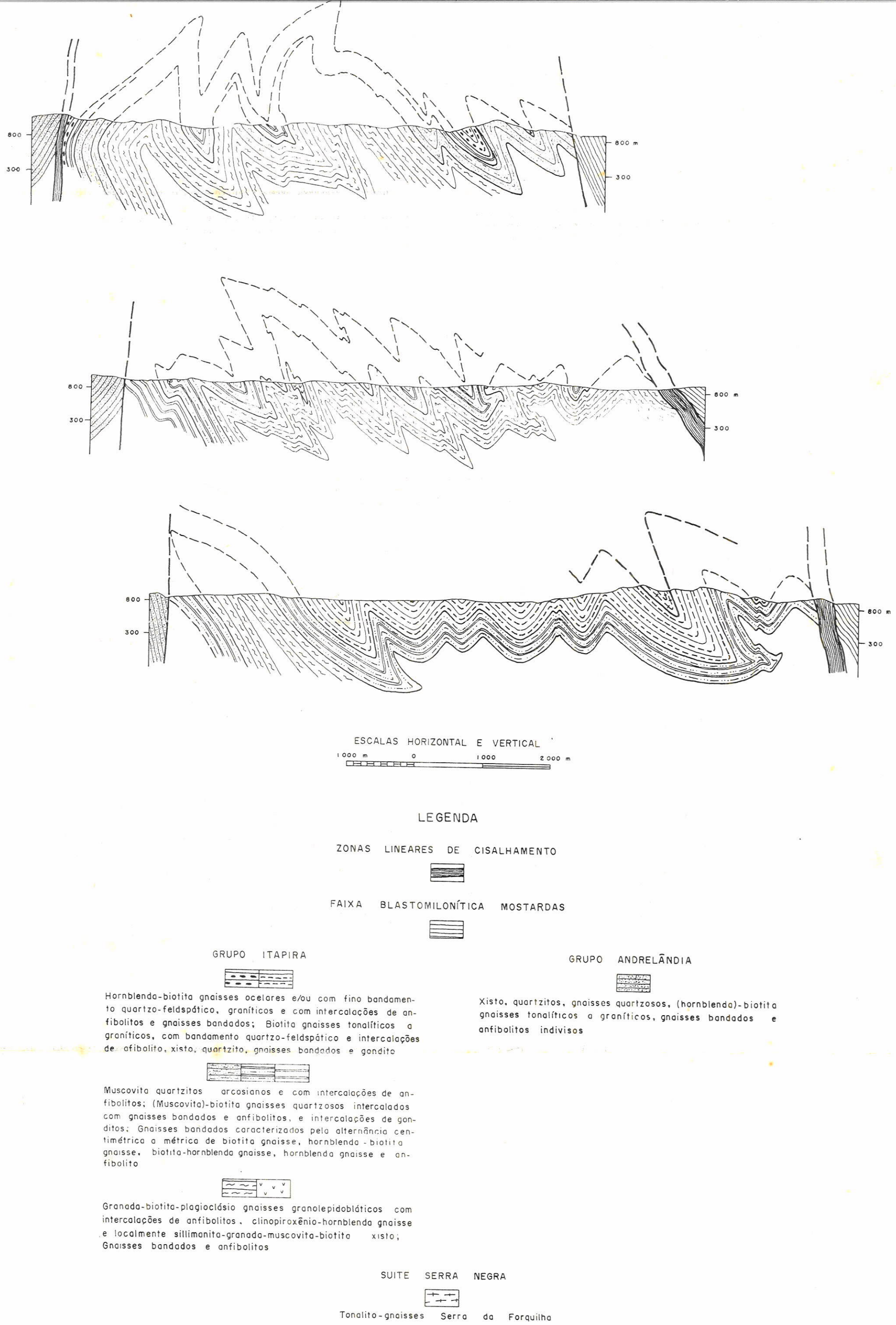


Figura 8.6. Perfis geológicos da região de Ouro Fino ilustrando as relações litoestratigráficas entre as unidades reconhecidas no Grupo Itapira.

imaturas (proximais). Esta interpretação está de acordo com a equivalência desta unidade com a dos (sillimanita)-(granada)-plagioclásio-muscovita-biotita xistos/gnaisses do Grupo Andrelândia, reconhecida com base na correlação litoestratigráfica entre os dois Grupos.

Os gnaisses bandados e anfibolitos do Grupo Itapira, como no caso do Grupo Andrelândia, têm sua provável origem vulcano-tufácea básico-intermediária sugerida por suas características de campo, composicionais e mineralógicas.

Até o presente momento se desconhece, nas três áreas de ocorrência do Grupo Itapira, a existência de qualquer unidade na base dos granada-biotita-plagioclásio gnaisses e, portanto, em vista do intenso dobramento destas unidades, pode-se considerar esta unidade como a provável base do Grupo. No entanto, este problema só poderá ser definitivamente solucionado a partir de estudos onde as unidades do Grupo Itapira façam contato com as rochas do embasamento da Faixa Alto Rio Grande.

O quadro litoestratigráfico e os dados discutidos acima permitem descrever a evolução paleogeográfica do Grupo Itapira segundo três estágios principais (Fig. 8.3).

- **estágio "flysch"** - caracteriza-se pela sedimentação de espesso pacote de grauvacas proximais (granada-biotita-plagioclásio gnaisses), acompanhada de vulcanismo básico-intermediário (anfibolitos e gnaisses bandados). Contribuição de sedimentação química no final deste estágio é indicada pelas ocorrências de rochas cálcio-silicáticas, aparentemente com maior importância em direção a SW.

- **estágio vulcano-sedimentar** - corresponde ao estabelecimento, sobre a seqüência de grauvacas, de sedimentação psamítica mais ou menos matura (gnaisses quartzosos e muscovita quartzitos) acompanhada de importante atividade vulcano-tufácea básico-intermediária (anfibolitos e gnaisses bandados). Atividade vulcano-exalativa durante este estágio é sugerida pelas minerali-

zações de manganês.

- **estágio de preenchimento final** - caracteriza-se principalmente pela sedimentação de psamitos em geral maturos, representados por muscovita quartzitos e gnaisses quartzosos. Provável atividade vulcano-tufácea ácida no início deste estágio é sugerida pelos hornblenda-biotita gnaisses ocelares. Mineralizações de manganês presentes no Grupo Itapira também foram desenvolvidas durante este estágio.

8.2. TECTÔNICAS SUPERPOSTAS DA FAIXA ALTO RIO GRANDE

8.2.1. Período de Estabelecimento e Desenvolvimento Paleogeográfico

Na Faixa Alto Rio Grande, como descrito nos itens anteriores, podem ser individualizadas três zonas isópicas principais, alongadas segundo uma direção aproximada ENE e denominadas, das porções externas para as internas, Grupo São João del Rei, Anrelândia e Itapira, respectivamente. A despeito de não ser possível o posicionamento temporal individual de cada um dos diversos estágios evolutivos descritos para as três zonas isópicas, a análise conjunta das mesmas permite estabelecer algumas relações fundamentais entre seus diferentes estágios.

Como uma referência temporal para a comparação da evolução dos Grupos São João del Rei e Andrelândia pode-se tomar os meta-pelitos mais ou menos grafitosos de ambas as unidades. Ao lado da identidade litológica primária, representando condições muito particulares de sedimentação, uma provável continuidade física entre as duas zonas isópicas durante seus estágios de confinamento é sugerida pela ocorrência destes meta-sedimentos em toda a região limítrofe entre os dois Grupos. Neste sentido, deve ter existido uma contemporaneidade entre os estágios "rift" maturo dos Grupos Andrelândia e São João del Rei e entre o estágio "flisch"

do primeiro e o plataformal do segundo.

A independência paleogeográfica dos domínios Andrelândia e São João del Rei durante seus estágios "rift" maturo, sugerida pela ausência das respectivas unidades por todas suas áreas limítrofes, é atestado pelos dados de paleocorrentes obtidos por Valeriano (1985, 1986) e Karfunkel e Noce (1983), que indicam áreas fontes tanto a sul como a norte para o Grupo São João del Rei. Esta interpretação também é suportada pelos resultados preliminares dos estudos paleo-ambientais da unidade da base do Grupo São João del Rei (Andreis et al., 1987), que indicam sua linha de costa a W e SW. Por outro lado, são ainda desconhecidas as relações físicas entre essas duas zonas isópicas quando do desenvolvimento dos seus estágios "flysch" e plataformal. O aumento do volume de meta-calcáreos em direção a sul na unidade superior do Grupo São João del Rei permite, entretanto, levantar hipótese da existência de uma barreira de calcáreos entre os dois domínios paleogeográficos.

Com respeito às relações temporais entre a evolução dos Grupos Andrelândia e Itapira pode-se tomar como referência a sedimentação final dos estágios "flysch" de ambas as zonas isópicas, caracterizadas por grauvacas proximais e distais. Um início anterior do estágio "flysch" no domínio Itapira é sugerido, contudo, pela espessura muito superior de suas meta-grauvacas em relação às do Grupo Andrelândia. Relação temporal semelhante pode também ser sugerida para o início do magmatismo básico-intermediário, pois no Grupo Itapira são comuns as ocorrências de gnaisses bandados e anfibolitos já na unidade dos granada-biotita-plagioclásio gnaisses, enquanto que no Grupo Andrelândia esses litotipos só se tornam comuns no topo das meta-grauvacas.

As relações temporais descritas acima para os diferentes estágios evolutivos das três zonas isópicas da Faixa Alto Rio Grande encontram-se ilustradas nas seções transversais da Figura 8.3, que permitem reconhecer adicionalmente um importante diacronismo no estabelecimento e desenvolvimento daquelas zonas isópicas. De um modo geral observa-se a migração dos diferentes processos/estágios das porções internas para as externas da Faixa.

8.2.2. Períodos Tectônico e Tarditectônico

A partir do quadro litoestratigráfico dos terrenos pré-Cambrianos do sudoeste do Estado de Minas Gerais/leste do Estado de São Paulo e dos dados estruturais e geocronológicos disponíveis, pode-ser caracterizar dois eventos tectônicos principais para as unidades da Faixa Alto Rio Grande.

O primeiro evento, atribuível ao Proterozóico Médio (1.400 - 1.500 m.a, como é indicado pelos dados geocronológicos para o metamorfismo dos granito-gnaisses Taguar e do Grupo Andrelândia, nas suas porções internas - vide Capítulo 7), foi responsável pela geração da foliação S_1, paralela à superfície S_0 e ao bandamento gnáissico das unidades da Faixa, e, provavelmente, também pelo desenvolvimento de importantes cavalgamentos, como é sugerido pela organização espacial invertida de parte dos domínios paleogeográficos Andrelândia e Itapira durante este evento (Campos Neto e Vasconcellos, relatório FAPESP, 1986 - inédito). Este evento deformacional foi acompanhado por um metamorfismo de pressão intermediária, com aumento de intensidade em direção a sul-sudoeste, atingindo localmente condições de anatexia. O sentido de transporte tectônico é ainda desconhecido, bem como não são reconhecidas evidências diretas da formação de relevos positivos expressivos (por exemplo: desenvolvimento de depósitos molássicos) durante esse evento tectônico.

O registro principal do segundo evento tectônico da Faixa Alto Rio Grande é constituido pela organização estrutural de suas unidades litoestratigráficas segundo nappes de dobramento e/ou empurrão, às quais se associou a geração da foliação regional dominante S_2 (ou $S_1.S_2$). À semelhança do primeiro, este evento também se caracteriza por um metamorfismo de pressão intermediária, com aumento de intensidade em direção a sul/sudoeste, ocasionalmente atingindo condições de anatexia. Regionalmente, o traço tectônico principal relacionado a este evento é representado pelo "underthrusting" das unidades da Faixa Alto Rio Grande por sob os terrenos infracrustais de alto grau da base da Nappe de Em

purrão Socorro-Guaxupé (Complexos Caconde e Cristina). Como descrito no Capítulo 7, o posicionamento temporal desse evento tectônico é ainda incerto, existindo sugestões tanto para o final do Proterozóico Médio (1.000 - 1.200 m.a.) como para o Proterozóico Superior (800 - 850 m.a.).

Tardia ou mesmo posteriormente a esse segundo evento tectônico, pode-se caracterizar a justaposição, sobre a Faixa Alto Rio Grande e os domínios infracrustais dos Complexos Caconde e Cristina, dos terrenos migmatito-graníticos (Complexos Piracaia, Socorro e Pinhal) e das porções superiores da Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé, cujas paragêneses das rochas meta-pelíticas evidenciam um regime metamórfico de baixa pressão. Este processo provavelmente permitiu o estabelecimento da sedimentação do tipo molassóide da Formação Eleutério-Pouso Alegre, e deve representar o desenvolvimento inicial das zonas lineares de cisalhamento.

As antiformas e sinformas que são descritas pelos contatos litológicos e pela foliação principal regional (S_2 ou $S_1.S_2$) e que em parte se orientam paralelamente às estruturas anteriores são reflexo da tectônica tardia da Faixa Alto Rio Grande. A esta evolução também são atribuídos o desenvolvimento de falhas transcorrentes e normais, e a coloção dos granitóides do maciço de Morungaba. Um limite superior de 500 - 550 m.a. para este período tarditectônico é indicado pela maioria dos dados K/Ar existentes para a região (vide Capítulo 7).

8.3. CONSIDERAÇÕES GERAIS

O estabelecimento de um modelo tectônico mais global para a Faixa Alto Rio Grande é limitado pelo pequeno número de dados geoquímicos, geocronológicos e isotópicos disponíveis para suas unidades, para os ortognaisses aí aflorantes, e para os terrenos do embasamento. No entanto, os traços principais da evolução apresentada nos itens acima podem ser comparados com aque

les descritos para outras faixas de dobramento segundo os modelos tectônicos atuais.

Os estágios "rift" dos Grupos Andrelândia e São João del Rei podem ser associados ao estabelecimento de uma margem continental passiva na borda ocidental do paleocontinente "São Francisco" após o final do Ciclo Transamazônico. O desenvolvimento desta margem continental estaria representado pelos estágios de confinamento das duas zonas isópicas e o plataformal da segunda. Embora as características gerais desta evolução sejam compatíveis com tal interpretação, a espessura total inferior a 1.000 m do conjunto das unidades envolvidas é muito pequena quando comparada com aquelas de margens continentais passivas atuais (e.g.: Schlee e Jansa, 1981) ou de faixas de dobramento fanerozóicas (e.g.: Price, 1981), onde as espessuras em geral superam os 7.000 - 8.000 m. Uma possibilidade seria de que estas zonas isópicas representariam porções proximais da margem continental.

Os estágios "flysch" dos Grupos Andrelândia e Itapira registram o estabelecimento de uma área fonte nas porções internas da Faixa Alto Rio Grande. As características petrográficas das meta-grauvacas proximais resultantes (unidade dos granada-biotita-plagioclásio gnaisses do Grupo Itapira) atestam uma área fonte muito homogênea; paralelamente, os dados geoquímicos disponíveis sugerem que elas podem representar o retrabalhamento de rochas vulcânicas intermediárias associadas à própria faixa, pois nos diagramas de "Harker" mostram afinidades com os gnaisses bandados e anfibolitos dos Grupos Itapira e Andrelândia (Basei et al., 1986). Neste sentido, esse evento paleotectônico, evidenciado pelo estabelecimento de um referencial paleogeográfico interno à faixa e acompanhado de vulcanismo cálcio-alcalino básico-intermediário, pode registrar o desenvolvimento de um arco magmático que caracterizaria a Faixa Alto Rio Grande como uma bacia "back-arc" durante o estágio "flysch" e os subsequentes. O reconhecimento de uma zona de subducção associada à Faixa Alto Rio Grande, contudo, não é claro, e talvez seja auxiliado por estudos geoquímicos e isotópicos de detalhe nas meta-grauvacas, gnaisses bandados e anfibolitos dos Grupos Andrelândia e Itapira.

A respeito do primeiro evento tectônico reconhecido na Faixa Alto Rio Grande, os dados existentes não permitem associá-lo a qualquer tipo de processo tectônico maior. Já o segundo evento tem sido caracterizado por alguns autores (Campos Neto e Basei, 1983; Campos Neto, 1985) como um processo de subducção tipo A, com expressivo "underthrusting" da Faixa Alto Rio Grande e da borda sudoeste do Cráton do São Francisco por mais de 150 km sob os terrenos da Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé. O estabelecimento da sedimentação molassóide da Formação Eleutério-Pouso Alegre deve relacionar-se aos cavalgamentos e falhas inversas tardios a este processo de subducção A.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, F.F.M. - 1964 - Fundamento geológico do relevo paulista. Bol. Inst. Geogr. Geol., 41: 169-263.

ALMEIDA, F.F.M. - 1967 - Origem e evolução da plataforma brasileira. Bol. Div. Geol. Mineral. DNPM, 241: 1-36.

ALMEIDA, F.F.M. - 1971 - Geochronological division of the precambrian of South America. Rev. Bras. Geoc., 1(1): 13-21.

ALMEIDA, F.F.M. - 1977 - O cráton do São Francisco. Rev. Bras. Geoc., 7(4): 349-364.

ALMEIDA, F.F.M. - 1981 - O cráton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. In: Simp. Cráton São Francisco Faixas Marginais, 1, Salvador, 1979. Anais ... Salvador, SBG - Núcleo Bahia, Coord. Prod. Miner., 1-10.

ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y. - 1984 - Introdução. In: Almeida, F. F.M. & HASUI, Y., coords.; O pré-cambriano do Brasil. São Paulo, Edgard Blücher Ltda., pp. 1-5.

ALMEIDA, F.F.M.; DREZE, G.R.; VINHA, C.A.G. - 1970 - Mapa Geológico do Brasil em 1:5.000.000. MME/DNPM.

ALMEIDA, F.F.M.; AMARAL, G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. - 1973- The precambrian evolution of South American Cratonic Margin south of the Amazon River. In: NAIRN, A.E. & STEHLI, F.G.,eds., The ocean basins and margins. New York, Plenum Publ. Co., 1: 411-446.

ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B. - 1976 - The upper precambrian of South America. Bol. IG-USP, 7: 45-80.

ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; DAVINO, A.; HALARYI, N.L.E. - 1980 - Informações geofísicas sobre o oeste mineiro e seu significado geotectônico. An. Acad. bras. Ciênc., 52(1): 49-60.

ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. - 1981- Brazilian Structural Provinces: an introduction. Earth-Science Reviews, 7(1): 1-29.

ANDREIS, R.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.V.P. - 1987 - Observações preliminares em seqüências silicoelásticas da Formação Tiradentes (Grupo São João del Rei) nas áreas das Serras do Lenheiro e São José, M.G. In: Simp. Geol. Minas Gerais, 4, Belo Horizonte, 1987. Anais ... Belo Horizonte, SBG-Núcleo Minas Gerais, Bol. 7: 214-225.

ARTUR, A.C. - 1980 - Rochas metamórficas dos arredores de Itapira SP. Dissert. Mestr. IG-USP, São Paulo, 193 p. (inédito).

ARTUR, A.C. & WERNICK, E. - 1984 - Terrenos policíclicos e estágios de evolução crustal. In: Congr. Bras. Geol., 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais ... Rio de Janeiro, SBG, 7: 3081-3090.

ARTUR, A.C.; WERNICK, E.; KAWASHITA, K. - 1979 - Dobramentos superimpostos na região de Itapira (SP): caracterização geocronológica. In: Simp. Reg. Geol., 2, Rio Claro, 1979. Atas ... Rio Claro, SBG - Núcleo São Paulo, 1: 59-70.

ARTUR, A.C.; WERNICK, E.; FIORI, A.P. - 1981 - Estruturas redobradas nos arredores de Itapira - SP. In: Simp. Reg. Geol., 3, Curitiba, 1981. Atas ... Curitiba, SBG - Núcleo São Paulo, 1: 252-261.

BASEI, M.A.S.; CAMPOS NETO, M.C.; BERGMANN, M.; FIGUEIREDO, M.C.H. - 1986 - Geologia da Folha Amparo (SP). Relatório Final, Convênio IG-USP/PRÓ-MINÉRIO; V. 1, 109 p. (inédito).

BASTOS, A.A. & ERICHSEN, A.I. - 1927 - Geologia da Folha Barbacena, Estado de Minas Gerais. Bol. Serv. Geol. Mineral. Brasil, 25: 1-33.

BATISTA, J.J.; SIMÕES, L.S.A.; OLIVEIRA, M.A.F.; SOUZA FILHO, E.E. - 1986 - Carta Geológica do Estado de São Paulo - Folha Jundiaí. Relatório Final, Convênio IGCE-UNESP/PRÓ-MINÉRIO, V. 1, 136 p. (inédito).

BETTENCOURT, J.S. - 1978 - Projeto Pouso Alegre. Relatório Final, Convênio F.F.C.L. Rio Claro/DNPM, V. 1, 57 p. (inédito).

BRAUN, G. - 1969 - Computer calculated counting nets for petrofabric and structural analysis. N. JB. Miner. Mh., 10:469-476.

CAMPANHA, G.A.C.; GIMENEZ FILHO, A.; FERNANDES, L.A. - 1983a - Quadrículas Moji-Guaçu e Águas de Lindóia. In: Jornada Carta Geol. Est. São Paulo 1:50.000, 1, São Paulo, 1983. Atas ... São Paulo, PRÓ-MINÉRIO, 137-169.

CAMPANHA, G.A.C.; GIMENEZ FILHO, A.; FERNANDES, L.A. - 1983b - Caracterização do estilo estrutural e discussão de aspectos estratigráficos do Complexo Amparo na região de Itapira e Águas de Lindóia (SP). In: Simp. Reg. Geol., 4, São Paulo, 1983. Atas ... São Paulo, SBG - Núcleo São Paulo, 3-15.

CAMPOS NETO, M.C. - 1985 - Evolução do pré-cambriano paulista e regiões adjacentes. In: Simp. Reg. Geol., 5, São Paulo, 1985. Atas ... São Paulo, SBG - Núcleo São Paulo, 2: 561-571.

CAMPOS NETO, M.C. & BASEI, M.A.S. - 1983 - Evolução estrutural brasiliana do nordeste de São Paulo: dobramentos superpostos e esboço estratigráfico e tectônico. In: Simp. Reg. Geol., 4, São Paulo, 1983. Atas ... São Paulo, SBG - Núcleo São Paulo, 61-78.

CAMPOS NETO, M.C. & FIGUEIREDO, M.C.H. - 1985 - Geologia das Folhas São José do Rio Pardo e Guaranésia (porção Paulista), 1:50.000. Relatório Final, Convênio IG-USP/PRÓ-MINÉRIO, V. 1, 123 p. (inédito).

CAMPOS NETO, M.C.; BASEI, M.A.S.; ARTUR, A.C.; SILVA, M.E.; MACHADO, R.; DIAS NETO, C.M.; FRAGOSO-CESAR, A.R. - 1983 - Geologia das Folhas Piracaia e Igaratá. In: Jornada Carta Geol. Est. São Paulo: 1:50.000, 1, São Paulo, 1983. Atas ... São Paulo, PRÓ-MINÉRIO, 61-78.

CAMPOS NETO, M.C.; BASEI, M.A.S.; ALVES, F.R.; FIGUEIREDO, M.C.H., - 1984a - Geologia da Folha Bragança Paulista, 1:50.000. Relatório Final, Convênio IG-USP/PRÓ-MINÉRIO, V. 1. 162 p. (inédito).

CAMPOS NETO, M.C.; BASEI, M.A.S.; ALVES, F.R.; VASCONCELLOS, A.C. B.C. - 1984b - A Nappe de Cavalgamento Socorro, SP-MG. In:Congr. Bras. Geol., 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais ... Rio de Janeiro, SBG, 4: 1908-1822.

CAMPOS NETO, M.C.; FIGUEIREDO, M.C.H.; BASEI, M.A.S.; ALVES, F.R. - 1984c - Os granitóides da região de Bragança Paulista, SP. In: Congr. Bras. Geol., 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais ... Rio de Janeiro, SBG, 6: 2854-2868.

CAVALCANTE, J.C.; CUNHA, H.C.S.; CHIERECATI, L.A.; KAEFER, L.Q.; ROCHA, J.M.; DAITX, E.C.; RAMALHO, R. - 1979 - Projeto Sapucaí. Relatório Final, MME/DNPM, Ser. Geol., 4, Secção Geol. Bras., 2, 299 p.

CHOUDHURI, A.; EBERT, H.; WINTERS, A.A.M. - 1978a - Os meta-sedimentos e paragnaisses da região norte de Pouso Alegre, sul de Minas Gerais. In: Congr. Bras. Geol., 30, Recife, 1978. Anais ... Recife, SBG, 1: 69-82.

CHOUDHURI, A.; FIORI, A.P.; BETTENCOURT, J.S. - 1978b - Charnockitic gneisses and granulites of the Botelhos region, Southern Minas Gerais. In: Congr. Bras. Geol., 30, Recife, 1978. Anais ... Recife, SBG, 1: 1236-1249.

CHOUDHURI, A.; SOARES, P.C.; MATTOS, J.T.; TAI, W.F.; FIORI, A.P. -1979 - Geologia das Quadrículas Jacuí e Nova Resende. Relató-

E R R A T A

DENNIS, J.G.; PRICE, R.A.; SALES, J.K.; HATCHER, R.; BALLY, A.W., PERRY, W.J.; LAUBRSCHER, H.P.; WILLIANS, R.E.; ELLIOT, D.; NORRIS, D.K.; HUTTON, D.W.; EMMETT, T. - 1981 - What is thrust? What is nappe? Discussion with edited contributions from. In: McCLAY, K.R. & PRICE, N.J., eds., Thrust and nappe tectonics. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 9:

KARFUNKEL, J. & NOCE, C.M. - 1983 - Desenvolvimento faciológico do pré-Cambriano superior da região de Carandaí-São João del Rei, Minas Gerais. In: Simp. Geol. Minas Gerais - Geol. Precambriano, 2, Belo Horizonte, 1983. Anais ... Belo Horizonte, SBG, Núcleo Minas Gerais, Bol. 3: 16-29.

MIYASHIRO, A. - 1973 - Metamorphism and metamorphic belts. London, George Allen & Unwin, 492 p.

PRICE, R.A. - 1981 - The Cordilleran foreland thrust and fold belt in the Southern Canadian Rocky Mountains. In: McCLAY, K.R. & PRICE, N.J., eds., Thrust and nappe tectonics. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 9: 427-448.

SCHLEE, J. S. & JANSA, L.F. - 1981 - The paleoenvironment and development of the eastern North American continental margin. In: Congrès Geologique International, 26, Paris, 1980, Coloque C3, Geologie des Marges Continentales. Oceanologica Acta, Revue Européenne d'Oceanologie, Supplement au volume 4(1981):71-80.

rio Final, Convênio IGCE-UNESP/DNPM, V.1, 68 p. (inédito).

CHRISPIM, S.J. - 1983 - Dados preliminares sobre a geologia estrutural das Serras da Bocaina e Faria - Lavras, MG. In: Simp. Geol. Minas Gerais - Geol. Pré-Cambriano, 2, Belo Horizonte, 1983. Anais ... Belo Horizonte, SBG - Núcleo Minas Gerais, Bol. 3: 376-386.

CORDANI, V.G.; DELHAL, J.; GOMES, C.B.; LEDENT, D. - 1969 - Nota preliminar sobre idades radiométricas em rochas da região da Serra dos Órgãos e vizinhanças (leste de Minas Gerais e Estado do Rio de Janeiro). Bol. Soc. Bras. Geol., 17(1): 89-92.

CORDANI, U.G.; DELHAL, J.; LEDENT, D. - 1973 - Orogenèses superposées dans le Précambrian du Brésil sud - Oriental (États de Rio de Janeiro et de Minas Gerais). Rev. Bras. Geoc., 3: 1-22.

DAYAN, H. & BATISTA FILHO, J. - 1984 - Caracterização de fabrics tridimensionais nos rods de quartzo da base da Serra de Carrancas, SE de Minas Gerais. In: Congr. Bras. Geoc., 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais ... Rio de Janeiro, SBG, 7: 3371-3380.

DELHAL, J. & DEMAIFFE, D. - 1985 - U-Pb archaen geochronology of the São Francisco Craton (Eastern Brazil). Rev. Bras. Geoc., 15(1): 55-60.

DELHAL, J.; LEDENT, D.; CORDANI, U.G. - 1969 - Ages UPB, Sr/Rb et Ar/K de formations métamorphiques et granitiques du Sud - Est du Brésil (États de Rio de Janeiro et de Minas Gerais). Ann. Soc. Géol. Belg., 92: 271-283.

DELHAL, J.; LEDENT, D.; DELIENS, M. - 1976 - Compléments à l'étude géochronologique de trois orogenènes superposées dans le Sud-Est du Brésil. Données relatives aux zircons et sphènes des gneiss de la Serra Mantiqueira. Mus. roy. Afr. centr., Tervuren (Belg.), Dépt. Geol. Min., Rap. ann. 1975, 67-76.

EBERT, H. - 1952 - Relatório sobre as atividades durante o ano de 1951. Relat. An. Dir. Div. Geol. Mineral., Ano de 1951, 48 p.

EBERT, H. - 1953 - Relatório sobre as atividades durante o ano de 1952. Relat. An. Dir. Div. Geol. Mineral., Ano de 1952, 55-56.

EBERT, H. - 1954 - Relatório sobre as atividades durante o ano de 1953. Relat. An. Dir. Div. Geol. Mineral., Ano de 1953, 49-50.

EBERT, H. - 1955a - Relatório sobre as atividades durante o ano de 1954. Relat. An. Dir. Div. Geol. Mineral., Ano de 1954, 78-79.

EBERT, H. - 1955b - Sedimentos metamórficos de origem clástica e sua significação para o esclarecimento da estrutura geológica do escudo cristalino brasileiro. Min. Metal., 22(7): 39-40.

EBERT, H. - 1956a - Relatório sobre as atividades durante o ano de 1955. Relat. An. Dir. Div. Geol. Mineral., Ano de 1955, 62-81.

EBERT, H. - 1956b - Relatório sobre as atividades durante o ano de 1956. Relat. An. Dir. Div. Geol. Mineral., Ano de 1956, 97-107.

EBERT, H. - 1957a - Beitrag zur Gliederung des Präkambriums in Minas Gerais. Geol. Rundschau, 45(3): 471-519.

EBERT, H. - 1957b - Discordâncias pré-cambrianas em Carandaí, Minas Gerais. Bol. Div. Geol. Mineral., 183: 1-46.

EBERT, H. - 1962 - Baustil und regionalmetamorphose im Prakambrischen Grundgerbirge Brasiliens. Tschermaks Min. Petr. Mitt., 8(1): 49-81.

EBERT, H. - 1967 - A estrutura pré-cambriana do sudoeste de Minas Gerais e áreas adjacentes. In: Congr. Bras. Geol., 21. Curitiba, 1967. Resumo Comun ... Curitiba, SBG, Bol. Paran. Geoc., 26: 42-43.

EBERT, H. - 1968 - Ocorrências da facies granulítica no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes, em dependência da estrutura orogênica: hipótese sobre sua origem. An. Acad. Bras. Ciên., 40 (supl.): 215-229.

EBERT, H. - 1971 - Os Paraibides entre São João del Rei, Minas Gerais, e Itapira, São Paulo, e a bifurcação entre Paraibides e Araxaides. In: Congr. Bras. Geol., 25, São Paulo, 1971. Resumo Comun... São Paulo, SBG, Bol. Espec., 1: 177-178.

EBERT, H. - 1974 - O Grupo Eleutério e a Falha de Jacutinga, nordeste de São Paulo. In: Congr. Bras. Geol., 28, Porto Alegre, 1974. Resumo Comun... Porto Alegre, SBG, Bol. Espec., 1: 276--277.

EBERT, H. - 1984a (in memorian) - Os Paraibides entre São João del Rei (Minas Gerais) e Itapira (São Paulo) e a bifurcação entre Paraibides e Araxaides. Publ. SBG-SP, 12: 72-103.

EBERT, H. - 1984b (in memorian) - Aspectos principais da geologia da região de São João del Rei, Estado de Minas Gerais. Publ. SBG-SP, 12: 1-71.

ERICHSEN, A.I. - 1929 - Geologia da Folha de São João del Rei, Estado de Minas Gerais. Bol. Serv. Geol. Mineral., 36: 1-26.

FERREIRA, E.O. - 1971 - Nota Explicativa da Carta Tectônica do Brasil, 1:5.000.000. MME/DNPM, Bol. 1, 19 p.

FIORI, A.P. - 1979 - Análise estrutural de dobramentos superpostos: região de Pouso Alegre - Machado (MG). Tese Dout. IG-USP, São Paulo, 200 p. (inédito).

FIORI, A.P. & CHOUDHURI, A. - 1979 - Fases de migmatização e dobramentos superpostos nas rochas granulíticas e nos migmatitos de Serrania e Machado (MG). In: Simp. Reg. Geol., 2, Rio Claro, 1979. Atas ... Rio Claro, SBG - Núcleo São Paulo, 1: 47-57.

FIORI, A.P.; WERNICK, E.; BETTENCOURT, J.S. - 1978 - Evolução policíclica na região nordeste do Estado de São Paulo e áreas vizinhas do Estado de Minas Gerais. In: Congr. Bras. Geol., 30, Recife 1978. Anais ... Recife, SBG, 1: 309-320.

FIORI, A.P.; LANDIM, P.M.B.; BETTENCOURT, J.S. - 1981 - Geologia da região de Pouso Alegre - Machado: análise geométrica de dobramentos superpostos. Rev. Bras. Geoc., 11(1): 22-35.

FONSECA, M.J.G.; SILVA, Z.C.G.; CAMPOS, D.A.; TOSATTO, P. - 1979- Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo: Folhas Rio de Janeiro (SF.23), Vitória (SF.24) e Iguape (SG.23): Texto Explicativo MME/DNPM, 133 p.

FRANCO, R.R. & COUTINHO, J.M.V. - 1957 - Charnockitos e rochas associadas nos municípios de Amparo e Socorro, Estado de São Paulo. An. Acad. Bras. Ciênc., 28(3): 303-311.

FULFARO, V.J. - 1975 - Projeto Caldas I. Relatório Final, Convênio FFCL Rio Claro/DNPM, V. 1, 22 p. (inédito).

FYFE, W.S. & LEONARDOS, O.H.Jr. - 1973 - Ancient metamorphic-migmatite belts of the Brazilian - African Coasts. Nature 244 (5417): 501-502.

FYFE, W.S. & LEONARDOS, O.H.Jr. - 1974 - Ancient metamorphic-migmatite belts of the Brazilian Atlantic Coast: the African connection. Rev. Bras. Geoc., 4(4): 247-251.

GONÇALVES, M.L. - 1986 - A geologia da área de Santana do Garambéu, MG. In: Congr. Bras. Geol., 34, Goiânia, 1986. Anais ... Goiânia, SBG, 2: 1096-1109.

GROSSI SAD, J.H. & BARBOSA, A.L.M. - 1983 - Síntese geológica da Folha Socorro. In: Jornada Carta Geol. Est. São Paulo 1:50.000, 1, São Paulo, 1983. Atas ... São Paulo, PRÓ-MINÉRIO, 109-135.

GUIMARÃES, D. & BARBOSA, O. - 1934 - Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais - Escala 1:1.000.000.

HAMA, M.; ALGARTE, J.P.; KAEFER, L.Q.; ARTUR, A.C. - 1979 - Idades Rb/Sr e K/Ar na região sul de Minas Gerais e leste de São Paulo. In: Simp. Reg. Geol., 2, Rio Claro, 1979. Atas ... Rio Claro, SBG - Núcleo São Paulo, 1: 71-86.

HASUI, Y. - 1983 - Aspectos geológicos essenciais da seção Cacon de - Caraguatatuba e suas implicações na reconstrução da organização e evolução do pré-cambriano do leste paulista. In: Jornada Carta Geol. Est. São Paulo 1:50.000, 1, São Paulo, 1983, Atas ... São Paulo, PRÓ-MINÉRIO, 227-252.

HASUI, Y. & OLIVEIRA, M.A.F. - 1984 - Província Mantiqueira - setor central. In: ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y., coords.: O pré-cambriano do Brasil. São Paulo, Edgard Blücher Ltda., pp. 308-344.

HASUI, Y.; TOGNON, A.A.; SOARES, L. - 1978a - Geologia e tectônica da Serra do Japi. Bol. IG-USP, 9: 17-24.

HASUI, Y.; PONÇANO, W.L.; BISTRICHI, C.A.; STEIN, D.P.; GALVÃO, C.A.C.F.; GIMENEZ, A.F.; ALMEIDA, M.A.; PIRES NETO, A.G.; MELO, M.S.; SANTOS, M.C.S.R. - 1978b - Geologia da região administrativa 3, Vale do Paraíba e parte da região administrativa 2 do Estado de São Paulo. Monografia IPT, 78 p.

HASUI, Y.; ALMEIDA, F.F.M.; BRITO NEVES, B.B. - 1978c - As estruturas brasilianas. In: Congr. Bras. Geol., 30, Recife, 1978. Anais ... Recife, SBG, 6: 2423-2438.

HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; BISTRICHI, C.A. - 1980 - Estruturas e tectônica do pré-cambriano de São Paulo e Paraná. An. Acad. Bras. Ciênc., 52(1): 61-76.

HASUI, Y.; DANTAS, A.S.L.; CARNEIRO, C.D.R.; BISTRICHI, C.A. - 1981 - O embasamento pré-cambriano e eopaleozóico em São Paulo.

In: ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; PONÇANO, W.L.; DANTAS, A.S.L.; CARNEIRO, C.D.R.; MELO, M.S.; BISTRICHI, C.A. Nota Explicativa do Mapa Geológico do Estado de São Paulo - 1:500.000. V. 1, 4-45.

HASUI, Y.; FONSECA, M.J.G.; RAMALHO, R. - 1984 - A parte central da Região de Dobramentos Sudeste e o Maciço Mediano de Guaxupé. In: SCHOBBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E., coords.; Geologia do Brasil: Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, 1:2.500.000, p. 308-328.

HEDBERG, H.D. (ed.) - 1976 - International stratigraphic guide. New York, John Wiley & Sons, 200 p.

HEILBRON, M. - 1983 - Dados preliminares sobre a geologia e o metamorfismo da área entre Itutinga e Madre de Deus (MG). In: Simp. Geol. Minas Gerais - Geol. Pré-Cambriano, 2, Belo Horizonte, 1983. Anais ... Belo Horizonte, SBG - Núcleo Minas Gerais, Bol. 3: 387-401.

HEILBRON, M. - 1984 - Evolução metamórfico-estrutural da área entre Itutinga e Madre de Deus de Minas, MG. Dissert. Mestr. IG-UFRJ, Rio de Janeiro, 151 p.

HENNIES, W.T.; HASUI, Y.; PENALVA, F. - 1967 - Geologia do pré-cambriano a noroeste da capital paulista. In: Congr. Bras.Geol., 21, Curitiba, 1967. Resumo Comun ... Curitiba. SBG, Bol. Paran. Geoc., 26: 17-18.

HOBBS, B.E.; MEANS, W.D. & WILLIAMS, P.F. - 1976 - An outline of structural geology. New York, Wiley International, 571 p.

JULIANI, C. - 1983 - Geologia e evolução estrutural da faixa granulítica de Socorro - SP. In: Simp. Reg. Geol., 4, São Paulo, 1983. Atas ... São Paulo, SBG - Núcleo São Paulo, 33-45.

JULIANI, C.; SCHORSCHER, H.D.; BELJAVSKIS, P. - 1984 - Geologia e evolução geológica do Complexo Varginha na região de Caconde, SP. In: Congr. Bras. Geol., 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais... Rio de Janeiro, SBG, 5: 2305-2320.

LAMEGO, A.R. - 1938 - O Massiço de Itatiaya e regiões circundantes. Bol. Ser. Geol. Mineral. Brasil., 88: 1-93.

LEONARDOS, O.H. - 1940 - Tilito metamórfico de Carandaí, Minas Gerais, An. Acad. bras. Ciênc., 12(4): 243-259.

LEONARDOS, O.H.Jr.; DUNHAN, A.C.; PIRES, F.R.M.; FORMAN, J.M.A. - 1971 - Nota sobre a Formação Pouso Alegre. An. Acad. bras. Ciênc., 43(1): 131-134.

LISBOA, J.M.A. - 1937 - Rutilo, Estado de Minas Gerais. In: OLIVEIRA, A.I.; Relatório da Diretoria, Bol. Serv. Fom. Prod. Miner., 31: 112-119.

MACIEL, R.R. - 1983 - Geologia estrutural da Serra de Três Pontas, MG: dados preliminares. In: Simp. Geol. Minas Gerais - Geol. Pré-Cambriano, 2, Belo Horizonte, 1983. Anais ... Belo Horizonte, SBG - Núcleo Minas Gerais, Bol. 3: 402-410.

MAGALHÃES, A.C. - 1983 - Estudo preliminar das rochas ultramáficas do sul de Minas Gerais. In: Simp. Geol. Minas Gerais - Geol. Pré-Cambriano, 2, Belo Horizonte, 1983. Anais ... Belo Horizonte, SBG - Núcleo Minas Gerais, Bol. 3: 166-172.

MAGALHÃES, A.C. - 1985 - Geologia de corpos ultramáficos da região entre São João del Rei e Liberdade, com ênfase especial na área de Carrancas, MG. Dissert. Mestr. IG-UFRJ, Rio de Janeiro, 177 p. (inédito).

MARTONNE, E. - 1943 - Problemas morfológicos do Brasil tropical atlântico. Rev. Bras. Geogr., 5(4): 523-550.

MORAES, L.C. & BARBOSA, O. - 1937 - Geologia e estudos petrográphicos. In: MORAES, L.C. & MALAMPHY, M.C.; Geologia e Movimentos Sísmicos de Bom Sucesso, Minas Gerais. Bol. Serv. Fom. Prod. Miner., 17: 1-23.

MORAES REGO, L.F. - 1932 - Notas sobre a geomorfologia de São Paulo e sua genesis. São Paulo, Inst. Astron. Geof., 43 p.

MORAES REGO, L.F. - 1933 - Contribuição ao estudo das formações prê-devonianas de São Paulo. São Paulo, Inst. Astron. Geof., 28 p.

MORAES REGO, L.F. - 1937/1941 - A geologia do Estado de São Paulo. Separata Bol. D.E.R., 138 p.

MORALES, N.; CARVALHO, S.G.; CHOUDHURI, A.; FIORI, A.P.; OLIVEIRA, M.A.F.; RODRIGUES, M.F.B.; SOARES, P.C.; ZANARDO, A. - 1983 - Geologia das Folhas Fortaleza de Minas, Alpinópolis, Jacuí e Nova Resende, MG. In: Simp. Geol. Minas Gerais - Geol. Prê-Cambriano, 2. Belo Horizonte, 1983. Anais ... Belo Horizonte, SBG, Núcleo Minas Gerais, Bol. 3: 411-442.

MORETZSOHN, J.S. & SOARES FILHO, B.S. - 1983 - Geologia da porção meridional da Serra de Bom Sucesso - MG. In: Simp. Geol. Minas Gerais - Geol. Prê-Cambriano, 2, Belo Horizonte, 1983. Anais ... Belo Horizonte, SBG - Núcleo Minas Gerais, Bol. 3: 323-431.

NOCE, C.M. - 1987 - Estudo geológico estrutural do Grupo São João del Rei na região de Tiradentes - Barroso - Barbacena (Minas Gerais),e considerações sobre seu embasamento. Dissert. Mestr. IG-UFRJ, Rio de Janeiro, 156 p. (inédito).

OLIVEIRA, E.P. - 1925 - Analyses de calcáreos. Bol. Serv. Geol. Mineral. Brasil, 10: 1-45.

OLIVEIRA, M.A.F. - 1972 - Geologia e petrologia da região de São José do Rio Pardo, Estado de São Paulo. Tese Dout. IG-USP, São Paulo, 127 p.

OLIVEIRA, M.A.F. - 1973 - Petrologia das rochas metamórficas da região de São José do Rio Pardo. Rev. Bras. Geoc., 3(2): 257-278.

OLIVEIRA, M.A.F. & ALVES, F.R. - 1974 - Geologia e Petrologia da região de Caconde, SP. In: Congr. Bras. Geol., 28, Porto Alegre, 1974. Anais ... Porto Alegre, SBG, 1: 133-143.

OLIVEIRA, M.A.F.; FRANCESCONI, R.; CORDEIRO, C.M.; INGLEX, A. G.; OLIVEIRA, E.G.; SENA, C.A.S. - 1983a - Geologia da porção paulista das Quadrículas Caconde e Guaxupé. In: Jornada Carta Geol. Est. São Paulo 1:50.000, 1, São Paulo, 1983. Atas ...São Paulo, PRÓ-MINÉRIO, 171-191.

OLIVEIRA, M.A.F.; CARVALHO, S.G.; MORALES, N.; CHOUDHURI, A.; ZANARDO, A.; ANGELI, N.; GODOY, A.M.; RUEDA, J.R.J. - 1983b - Geologia da porção paulista das Quadrículas Camanducáia e Monteiro Lobato. In: Jornada Carta Geol. Est. São Paulo 1:50.000, 1, São Paulo, 1983. Atas ... São Paulo, PRÓ-MINÉRIO, 81-107.

OLIVEIRA, M.A.F.; MORALES, N.; FULFARO, V.J. - 1984 - Projeto Boa Vista. Relatório Final, Convênio IGCE-UNESP/PRÓ-MINÉRIO, V. 1, 85 p. (inédito).

OLIVEIRA, M.A.F.; MORALES, N.; FULFARO, V.J.; CAMPOS, E.G. - 1985 - Geologia da Folha Atibaia, escala 1:50.000. Relatório Final, Convênio IGCE-UNESP/PRÓ-MINÉRIO, V. 1, 177 p. (inédito).

PACIULLO, F.V.P. - 1980 - Mapeamento geológico-estrutural da área de Minduri, Minas Gerais. Dissert. Mestr., IG-UFRJ, Rio de Janeiro, 151 p. (inédito).

PACIULLO, F.V.P. - 1983 - Mapeamento geológico-estrutural da área de Minduri - MG. In: Simp. Geol. Minas Gerais - Geol. Pré-Cambriano, 2, Belo Horizonte, 1983. Anais ... Belo Horizonte, SBG, - Núcleo Minas Gerais, Bol. 3: 440-448.

PENALVA, F. & WERNICK, E. - 1973 - Compartimentação tectônica em parte do pré-cambriano paulista. In: Congr. Bras. Geol., 27, Aracaju, 1973. Resumo Comun ... Aracaju, SBG, Bol. Espec. 1: 128-129.

PIRES, F.R.M. - 1977 - Geologia do Distrito Manganesífero de Conselheiro Lafaiete, Minas Gerais. Dissert. Mestr., IG-UFRJ, Rio de Janeiro, (inédito).

PIRES, F.R.M. - 1978 - The archaen Barbacena greenstone belt in its typical development and the Minas itabirite distribution at the Lafaiete District, Minas Gerais, Brazil. An. Acad. bras. Ciênc., 50(4): 599-600.

PITCHER, W.S. - 1982 - Granite type and tectonic environment. In: Hsü, K.J. (ed.), Mountain building processes London, Academic Press Inc., p. 19-40.

RAMSAY, J.G. - 1960 - The deformation of Early linear structures in Areas of repeated folding. J. Geol., 68: 75-93.

RAMSAY, J.G. - 1962 - Interference patterns produced by the superposition of folds of "similar" type. J. Geol., 60: 466-481.

RAMSAY, J.G. - 1967 - Folding and fracturing of rocks. New York, MacGraw-Hill, 568 p.

RAMSAY, J.G. - 1980 - Shear zone geometry: a review. J. Struc. Geol., 2(1): 83-89.

RAMSAY, J.G. - 1982 - Rock ductility and its influence on the development of tectonic structures in mountain belts. In: Hsü, K. J. (ed.), Mountain building processes London, Academic Press Inc., pp. 111-127.

RAMSAY, J.G. & HUBER, M.I. - 1983 - The techniques of modern structural geology. Strain. analysis. London, Academic Press

Inc., 307 p.

RIBEIRO, A. - 1980 - Mapeamento geológico-estrutural da área de Itumirim, Minas Gerais. Dissert. Mestr., IG-UFRJ, Rio de Janeiro, 57 p. (inédito).

RIBEIRO, A. - 1983 - Dados atuais do mapeamento geológico-estrutural da Folha Itumirim - MG. In: Simp. Geol. Minas Gerais - Geol. Pré-Cambriano, 2, Belo Horizonte, 1983. Anais ... Belo Horizonte, SBG - Núcleo Minas Gerais, Bol. 3: 461-468.

RIBEIRO, A. & HEILBRON, M. - 1982 - Estratigrafia e metamorfismo dos Grupos Carrancas e Andrelândia, sul de Minas Gerais. In: Congr. Bras. Geol., 32, Salvador, 1982. Anais ... Salvador, SBG, 1: 177-186.

SEIXAS, S.R.M. & SILVA, J.N. - 1976 - Projeto Mantiqueira-Furnas. Relatório Final, Conv. DNPM/CPRM, Rio de Janeiro (inédito).

SIBSON, R.H. - 1977 - Fault rocks and fault mechanisms. J.Geol. Soc. Lond., 133(2): 191-213.

SCHOBBENHAUS, C.; DIOGENES, A.C.; DERLE, G.R.; ASMUS, H.E. (coords.) - 1982 - Mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. DNPM, Brasília.

SILVA, R.R. - 1984 - Padrão de interferência entre três (3) fases de dobramento em Luminárias, Sul de Minas Gerais. In: Congr. Bras. Geol., 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais ... Rio de Janeiro, SBG, 7: 3284-3296.

SOARES, P.C. - 1976 - Projeto Caldas II. Relatório Final, Convênio FFCL Rio Claro/DNPM, V. 1, 46 p.

SOUZA, H.C.A. - 1943 - As bêtas e a cassiterita de São João del Rei. Rev. Bras. Geogr., 5: 195-214.

SUPPE, J. - 1985 - Principles of structural geology. New Jersey, Prentice Hall, 537 p.

TASSINARI, C.C.G. - 1987 - Tese Dout., IG-USP, São Paulo, em conclusão.

TASSINARI, C.C.G. & TAYLOR, P.N. - 1987 - Sr and Pb isotope evolution of granitoids in the São Paulo region, Brazil. In: Intern. Symp. Granites Associated Mineralizations, 1, Salvador, 1987. Extend Abstr. ... Salvador, pp. 21-31.

TEIXEIRA, W. - 1985 - A evolução geotectônica da porção meridional do cráton do São Francisco, com base em interpretações geocronológicas. Tese Dout. IG-USP, São Paulo, 207 p. (inédito).

TROUW, R.A.J. - 1983 - Novos dados sobre os Grupos São João del Rei, Carrancas e Andrelândia. In: Simp. Geol. Minas Gerais - Geol. Pré-Cambriano, 2, Belo Horizonte, 1983. Anais ... Belo Horizonte, SBG - Núcleo Minas Gerais, Bol. 3: 469-478.

TROUW, R.A.J. - 1985 - Metodologia e problemas no estudo do pré-Cambriano do sul de Minas Gerais. In: Simpl. Geol. Minas Gerais, 3, Belo Horizonte, 1985. Anais ... Belo Horizonte, SBG-Núcleo Minas Gerais, Bol. 5: 372-376.

TROUW, R.A.J.; RIBEIRO, A.: PACIULLO, F.V.P. - 1980 - Evolução estrutural e metamórfica de uma área a SE de Lavras, MG. In:Congr. Bras. Geol., 31, Camboriú, 1980. Anais ...Camburiú, SBG, 5: 2273-2784.

TROUW, R.A.J.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.V.P. - 1983 - Geologia estrutural dos Grupos São João del Rei, Carrancas e Andrelândia, sul de Minas Gerais. An. Acad. bras. Ciênc., 55(1): 71-85.

TROUW, R.A.J.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.V.P. - 1986 - Contribuição à geologia da Folha Barbacena - 1:250.000. In: Congr. Bras. Geol., 34, Goiânia, 1986. Anais ... Goiânia, SBG, 2: 974-986.

TROUW, R.A.J.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.V.P.; HEILBRON, M. - 1984 Os Grupos São João del Rei, Carrancas e Andrelândia como a continuação dos Grupos Araxá e Canastra. In: Congr. Bras. Geol., 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais ... Rio de Janeiro, SBG, 7: 3227-3240.

TURNER, F.J. & WEISS, L.E. - 1963 - Structural analysis of Metamorphic Tectonites. New York, MacGraw-Hill, 545 p.

VALERIANO, C.M. - 1983 - Geologia de uma área a sudoeste de Aiuruoca, sul do Estado de Minas Gerais. In: Simp. Geol. Minas Gerais - Geol. Pré-Cambriano, 2, Belo Horizonte, 1983. Anais ... Belo Horizonte, SBG - Núcleo Minas Gerais. Bol. 3: 209-213.

VALERIANO, C.M. - 1985 - Geologia estrutural e estratigrafia do Grupo São João del Rei na região de São João del Rei, MG. Dissert. Mestr. IG-UFRJ, Rio de Janeiro, 99 p. (inédito).

VALERIANO, C.M. - 1986 - Geologia estrutural e estratigrafia do Grupo São João del Rei na região de São João del Rei, MG. In: Congr. Bras. Geol., 34, Goiânia, 1986. Anais ... Goiânia, SBG, 2: 999-1018.

VLACH, S.R.F. - 1985 - Geologia, petrologia e geocronologia das partes meridional e oriental do Complexo de Morungaba, SP, Dissert. Mestr., IG-USP, São Paulo, 252 p. (inédito).

WASHBRUNE, C.W. - 1930 - Petroleum geology of the state of São Paulo, Brazil. Bol. Com. Geogr. Geol. São Paulo, 22: 1-282.

WERNICK, E. - 1965 - Comunicação preliminar sobre a geologia da Quadrícula Amparo, Estado de São Paulo. Avulsos Div. Geol. Mineral., 40: 64-65.

WERNICK, E. - 1967a - A geologia da região de Amparo - leste do Estado de São Paulo. Tese Dout. FFCL Rio Claro, Rio Claro, 140 p. (inédito).

WERNICK, E. - 1967b - A geologia da região de Amparo. In: Congr. Bras. Geol., 21, Curitiba, 1967. Resumo Comun... Curitiba, SBG, Bol. Paran. Geoc., 26: 40-41.

WERNICK, E. - 1972 - A geologia do Maciço Granítico de Morungaba, leste do Estado de São Paulo. Tese Livre Docên. FFCL Rio Claro, 110 p. (inédito).

WERNICK, E. - 1977 - Projeto Ouro Fino. Relatório Final, Convênio FFCL Rio Claro/DNOM, V. 1, 97 p. (inédito).

WERNICK, E. - 1978a - Contribuição à estratigrafia do pré-cambriano do leste do Estado de São Paulo e áreas vizinhas. Rev.Bras. Geoc., 8(3): 206-216.

WERNICK, E. - 1978b - Contribuição à geologia do Maciço de Guaxupé, SP e MG. An. Acad. bras. Ciênc., 50(3): 337-352.

WERNICK, E. & ARTUR, A.C. - 1983a - Evolução policíclica de terrenos arqueanos no leste do Estado de São Paulo e sul de Minas Gerais. In: Simp. Geol. Minas Gerais - Geol. Pré-Cambriano, 2, Belo Horizonte, 1983. Anais ... Belo Horizonte, SBG - Núcleo Minas Gerais, Bol. 3: 50-62.

WERNICK, E. & ARTUR, A.C. - 1983b - Regenerações sucessivas de terrenos arqueanos no leste de São Paulo e sul de Minas Gerais. In: Simp. Reg. Geol., 4, São Paulo, 1983. Atas ... São Paulo, SBG - Núcleo São Paulo, 17-31.

WERNICK, E. & FIORI, A.P. - 1981 - Contribuição à geologia da borda sul do cráton de São Francisco. In: Simp. Cráton São Francisco Faixas Marginais, 1, Salvador, 1979. Anais ... Salvador, SBG - Núcleo Bahia, Coord. Prod. Miner., 169-179.

WERNICK, E. & PENALVA, F. - 1973a - As relações entre os Grupos Amparo e Itapira, São Paulo. In: Congr. Bras. Geol., 28, Aracaju, 1973. Resumos Comun... Aracaju, SBG, Bol. Espec.1: 116-117.

WERNICK, E. & PENALVA, F. - 1973b - Feições estruturais de migmatitos ao norte e sul da Falha de Jacutinga, leste do Estado de São Paulo. In: Reunião An. SBPC, 25, Rio de Janeiro, 1973. Resumos ... Rio de Janeiro, SBPC, Ciênc. Cult., 25 (6): 183.

WERNICK, E. & PENALVA, F. - 1974a - Depósitos molassóides da Formação Eleutério, São Paulo - Minas Gerais. In: Congr. Bras. Geol., 28, Porto Alegre, 1974. Resumos Comun... Porto Alegre, SBG, Bol. Espec. 1: 723-726.

WERNICK, E. & PENALVA, F. - 1974b - Migmatização e feldspatização de charnockitos e granulitos no leste paulista e sul de Minas Gerais. In: Congr. Bras. Geol., 28, Porto Alegre, 1974. Anais ... Porto Alegre, SBG, 5: 155-160.

WERNICK, E. & PENALVA, F. - 1978 - Contribuição ao conhecimento das rochas granitóides do sul do Brasil. Rev. Bras. Geoc., 8(2): 113-133.

WERNICK, E. & PENALVA, F. - 1980a - O Grupo Pinhal na região nordeste do Estado de São Paulo e áreas vizinhas do Estado de Minas Gerais. Bol. IG-USP, 11: 1-20.

WERNICK, E. & PENALVA, F. - 1980b - Contribuição à geologia do Grupo Pinhal (SP e MG). Rev. Bras. Geoc., 10(1): 43-62.

WERNICK, E.; OLIVEIRA, M.A.F.; KAWASHITA, K.; CORDANI, U.G.; DELHAL, J. - 1976 - Estudos geocronológicos pelo método Rb/Sr em rochas do Bloco Jundiaí. Rev. Bras. Geoc., 6(2): 125-135.

WERNICK, E.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B. - 1978 - As Regiões de Dobramentos Nordeste e Sudeste. In: Congr. Bras. Geol., 30, Recife, 1978. Anais ... Recife, SBG, 6: 2493-2507.

WERNICK, E.; FIORI, A.P.; BETTENCOURT, J.S.; CHOUDHURI, A. - 1981a- A tectônica rígida do fim do ciclo Brasiliano e sua implicação na estruturação da borda sul e sudoeste do cráton do São Francisco: tentativa de um modelo preliminar. In: Simp. Cráton São

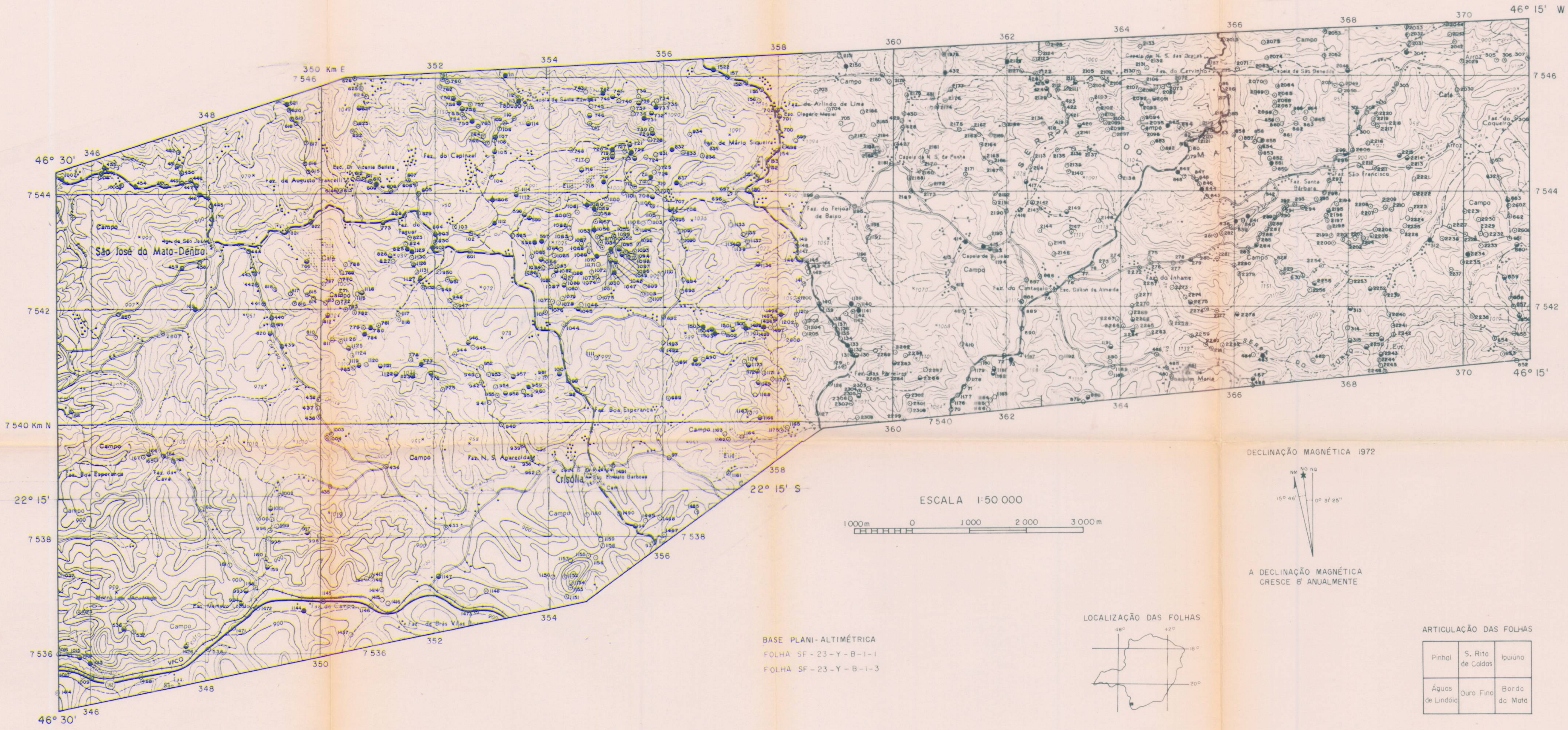
Francisco Faixas Marginais, 1, Salvador, 1981. Anais ... Salvador, SBG - Núcleo Bahia, Coord. Prod. Miner., 164-168.

WERNICK, E.; ARTUR, A.C.; FIORI, A.P. - 1981b - Reavaliação de dados geocronológicos da região nordeste do Estado de São Paulo e unidades equivalentes dos Estados de Minas Gerais e Rio de Janeiro. In: Simp. Reg. Geol., 3, Curitiba, 1981. Atas ... Curitiba, SBG - Núcleo São Paulo, 1: 328-342.

WHITTEN, E.H.T. - 1966 - Structural geology of folded rocks. Chicago, John Wiley & Sons, 678 p.

WINKLER, H.G.F. - 1976 - Petrogenesis of metamorphic rocks. 4 ed. New York, Springer-Verlag, 334 p.

MAPA DE LOCALIZAÇÃO DOS AFLORAMETOS ESTUDADOS NA REGIÃO A NORTE DE OURO FINO, MG



CONVENÇÕES PLANI-ALTIMÉTRICAS

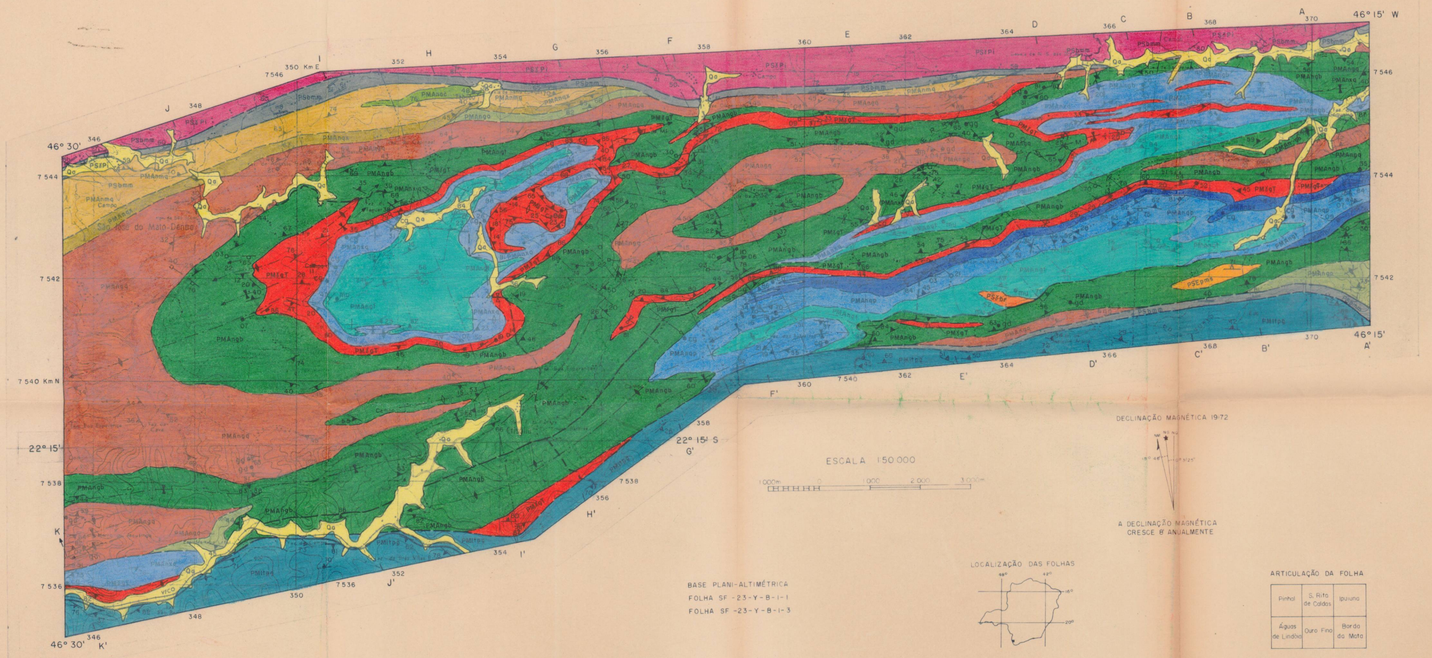
- Vila
- Limites intermunicipais
- Estradas pavimentadas
- Estradas não pavimentadas
- Caminhos e trilhas
- Estradas de ferro
- Drenagens
- Curvas de nível (equidistância de 20 m)

LEGENDA

- 961 Afloramento descrito
- 2263 Afloramento amostrado
- 72 Afloramento com análise petrográfica
- 1500 Afloramento com análise radiométrica

ANEXO I

MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO A NORTE DE OURO FINO, MG



CONVENÇÕES PLANI-ALTIMÉTRICAS

- Vila
- Limites intermunicipais
- Estradas pavimentadas
- Estradas não pavimentadas
- Caminhos e trilhas
- Estradas de ferro
- Drenagens
- Curvas de nível (equidistância de 20 m)

CONVENÇÕES GEOLÓGICO-ESTRUTURAIS

- Contato litológico definido
- Contato litológico aproximado
- Foliação principal S_2 (ou S_1, S_2)
- Eixo de dobra da fase D_2
- Plano axial de dobra da fase D_3
- Eixo de dobra da fase D_3
- Traço axial de antiforma normal da fase D_3
- Traço axial de sinforma normal da fase D_3
- Plano axial de dobra da fase D_4
- Eixo de dobra da fase D_4
- Traço axial de antiforma normal da fase D_4
- Traço axial de sinforma normal da fase D_4
- Traço axial de mega-inflexão da fase D_5
- Foliação S_1 nos granitóides do Complexo Pinhal
- Foliação S_1 nos meta-sedimentos da Formação Eleutério-Pouso Alegre
- Foliação milonítica
- Zonas lineares de cisalhamento ou limite tectônico entre nappes de dobramento

OCORRÊNCIAS PONTUAIS

- cg Hornblenda-clinopiroxênio gnaisse cálcio-silicático
- gd Gondito ou quartzito com óxido de manganês
- fm Formação manganesífera bandada
- mu Meta-ultrabásica
- gg Granito-gnaisses Taguar

LEGENDA

QUATERNÁRIO

ALUVIÕES RECENTES

Qa

Qa: Sedimentos areno-argilosos, impuros, mal selecionados e com níveis conglomeráticos locais.

PROTEROZÓICO SUPERIOR

FORMAÇÃO ELEUTÉRIO-POUSO ALEGRE

PSEpms

PSEpms: Metarenitos arcosianos e metarcósios, de granulação média a fina, matriz sericítica e esparsos porfiroblastos milimétricos de muscovita. Localmente termos conglomeráticos com seixos de quartzito com até 5,0 cm.

ZONAS LINEARES DE CISALHAMENTO

PSbmm

PSbmm: Milonitos e blastomilonitos finos a muito finos, cinza, piacosos e, por vezes, finamente bandados. Níveis subordinados de protomilonitos-granito-gnaisses ocelares.

FAIXA ALTO RIO GRANDE

BIOTITA GRANITO RÓSEO

PSIbr

PSIbr: Biotita granito hololeucocrático róseo, equi a inequigranular médio a grosso (heterogêneo), e foliado.

NAPPE DE EMPURRÃO SOCORRO-GUAXUPÉ

COMPLEXO PINHAL

PSIPI

PSIPI: Hornblenda-biotita granitos porfiróides, biotita granitos porfiróides ou inequigranulares grossos, e biotita-hornblenda quartzo diorito a granodiorito equi a inequigranulares médios a grosseiros (Suíte Igualda), biotita granitos equigranulares médios (Suíte São Sebastião da Grama). Em geral são foliados.

PROTEROZÓICO MÉDIO

GRANITO — GNAISSES TAGUAR

PMnpT

PMnpT: Biotita-ferrohastingsita granitos e granodioritos, ferrohastingsita piroxênio granitos e ferrohastingsita biotita granitos, cinza-rosados, hololeucocráticos, e-equigranulares médios a finos, e intensamente foliados.

GRUPO ANDRELÂNDIA

SEQÜÊNCIA GNÁISSICO-QUARTZÍTICA

PMAnmq PMAnqc

PMAnmq: Muscovita quartzitos, piacosos, granoblásticos médios a grossos e, por vezes arcosianos. Intercalações de anfibolitos, gnaisses bandados e hornblenda-biotita gnaisse ocelar. **PMAnqc**: Anfibolitos meso a melanocráticos granoblásticos (miloníticos) médios a finos. Associam-se hornblenda-clinopiroxênio gnaisses, cinza esverdeados, bandados e granoblásticos médios.

PMAnqx

PMAnqx: Muscovita-quartzo-biotita xistos lepidoblásticos médios a grossos, e frequentemente a granada e sillimanita. Termos feldspáticos granolepidoblásticos presentes.

PMAnqg PMAngp

PMAngq: Biotita gnaisses quartzosos, a muscovita, bandados e granoblásticos médios. Intercalações de anfibolitos, gondito, (hornblenda)-biotita gnaisse tonalítico a granodiorítico. **PMAngp**: Hornblenda-biotita gnaisse ocelar, granoblástico médio com porfiroblastos de feldspato potássico de até 5,0 cm. Intercalações de gnaisses bandados.

SEQÜÊNCIA GNÁISSICA INTERMEDIÁRIA

PMAngb

PMAngb: Gnaisses bandados caracterizados pela alternância centimétrica a métrica de biotita gnaisse, hornblenda-biotita gnaisse, biotita-hornblenda gnaisse, hornblenda gnaisses e anfibolitos granoblásticos médios. Localmente predomina biotita gnaisse quartzo-feldspático homogêneo ou bandado, granoblástico médio. Intercalações de formação manganesífera bandada, gondito, gnaisses quartzosos e muscovita quartzitos.

SEQÜÊNCIA XISTO-QUARTZÍTICA

PMAnbx

PMAnbx: Biotita xisto quartzo-feldspáticos, lepido a granolepidoblásticos médios a grossos, em parte a muscovita, sillimanita, granada e estaurolita, e com bandas descontínuas e ou agregados quartzo-feldspáticos. No topo frequentes intercalações de hornblenda-clinopiroxênio gnaisse cinza-esverdeado granoblástico médio a grosso, bandado ou homogêneo.

PMAnqp

PMAnqp: Quartzitos piacosos granoblásticos médios a finos e, em geral, a biotita e arcosianos. Localmente gradam a biotita metarcósios finos listrados ou homogêneos. Intercalações de muscovita-biotita-quartzo xistos, biotita gnaisses tonalíticos, gnaisses bandados, anfibolitos.

PMAnxq

PMAnxq: Seqüência xisto-quartzítico indiviso. Na base, quartzitos piacosos e, no topo, quartzo biotita xistos levemente feldspáticos, e com intercalações de hornblenda-clinopiroxênio gnaisses

SEQÜÊNCIA GNÁISSICA INFERIOR

PMAnqt

PMAnqt: Biotita gnaisses tonalíticos, granoblásticos médios, com bandamento subcentimétrico quartzo-feldspático e, em parte, a hornblenda. Intercalações de anfibolito gnaisses bandados, hornblenda-clinopiroxênio gnaisse e, caracteristicamente, meta-ultrabásicos.

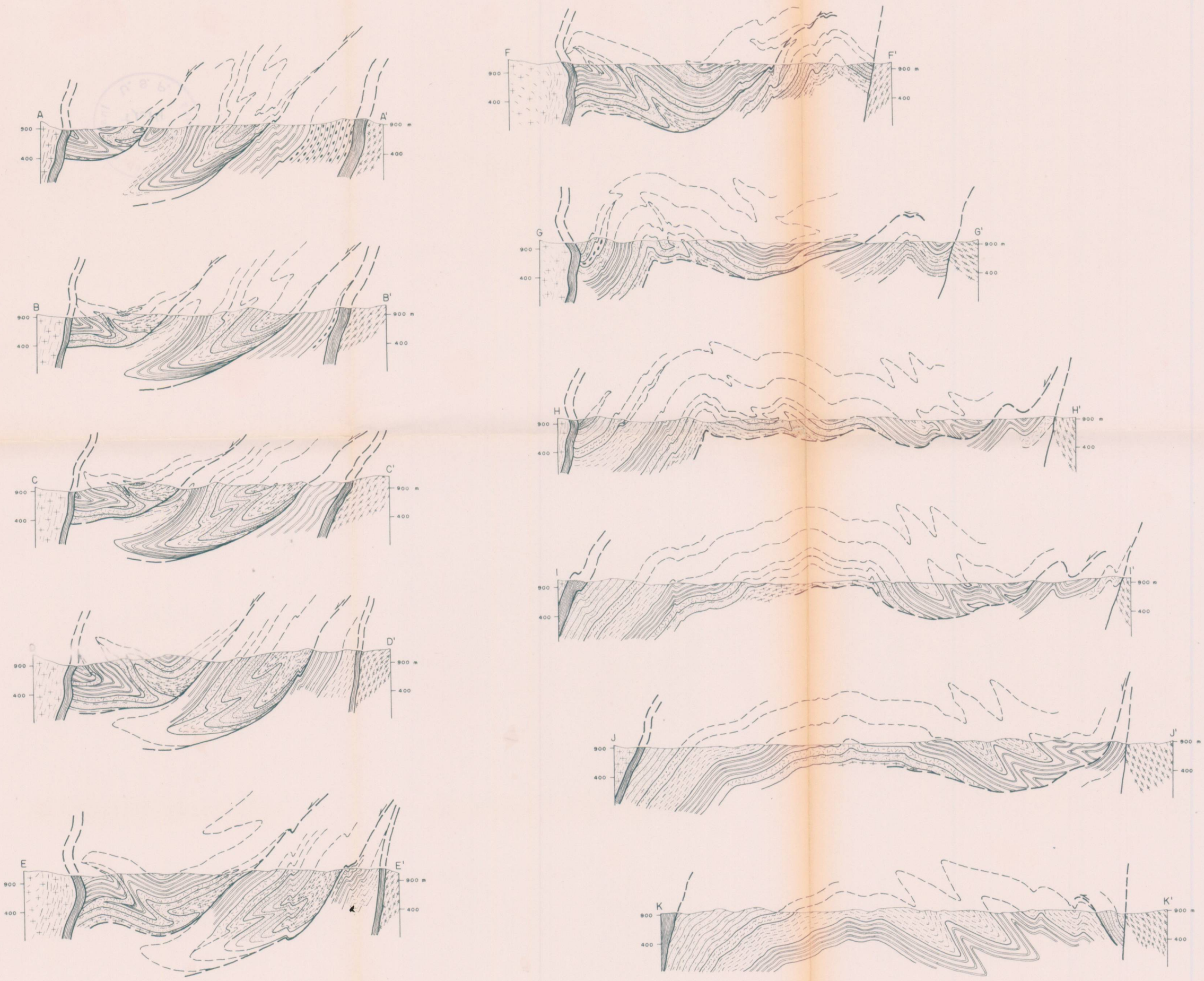
GRUPO ITAPIRA

PMItpg

PMItpg: Indiviso. Granada-biotita-plagioclásio gnaisses granolepidoblásticos, gnaisses bandados, anfibolitos, biotita gnaisses quartzosos, hornblenda-biotita gnaisses ocelares, biotita gnaisses tonalíticos a graníticos e muscovita quartzitos.

ANEXO 2

PERFIS GEOLÓGICOS DA REGIÃO A NORTE DE OURO FINO, MG



ESCALAS HORIZONTAL E VERTICAL

1 000 m 0 1 000 2 000 3 000 m

LEGENDA

ZONAS LINEARES DE CISALHAMENTO

FAIXA ALTO RIO GRANDE

GRANITO-GNAISSES TAGUAR

GRUPO ANDRELÂNDIA

Unidade dos muscovita quartzitos

Unidade dos anfibolitos com gnaisses cálcio-silicáticos

Unidade dos muscovita-quartzo-biotita xistos

Unidade dos biotita gnaisses quartzosos

Unidade dos hornblenda-biotita gnaisses ocelares

Unidade dos gnaisses bandados

Unidade dos biotita xistos quartzo-feldspáticos

Unidade dos quartzitos placosos

Unidades dos biotita xistos quartzo-feldspáticos e dos quartzitos placosos indivisos

Unidade dos biotita gnaisses tonalíticos

GRUPO ITAPIRA

Unidades de gnaisses, quartzitos, xistos e anfibolitos indivisos

NAPPE DE EMPURRÃO SOCORRO-GUAXUPÉ

COMPLEXO PINHAL

Unidades de (hornblenda)-biotita granitóides porfiróides ou equigranulares indivisos

ANEXO 3