

ESTRUTURA DA REGIÃO DO MORRO DO BULE, SINCLINAL DOM BOSCO,
QUADRILÁTERO FERRÍFERO - MG.

LEDA MARIA BARRETO FRAGA

TESE SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DO PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM
GEOLOGIA DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO COMO REQUISI-
TO PARCIAL À OBTENÇÃO DO GRAU DE MESTRE EM CIÊNCIA.

ÁREA DE CONCENTRAÇÃO: PETROLOGIA DAS ROCHAS ÍGNEAS E METAMÓRFI-
CAS, E MINERALIZAÇÕES ASSOCIADAS.

ORIENTADOR: PROF. DR.FERNANDO ROBERTO MENDES PIRES

APROVADA POR: HENRIQUE DAYAN

Prof.Dr. UFRJ

SUSANA ELEONORA SICHEL

Prof.Dra. UFF

HÉLIO MONTEIRO PENHA

Prof.Dr. UFRJ

RIO DE JANEIRO, RJ - BRASIL

JANEIRO, 1992

FICHA CATALOGRÁFICA

FRAGA, LEDA MARIA BARRETO

Estrutura da Região do Morro do Bule, Sinclinal Dom Bosco, Quadrilátero Ferrífero - MG. [Rio de Janeiro] 1992

xiv, 130 p. 29,7 cm (Instituto de Geociências - UFRJ, M.Sc., Programa de Pós-Graduação em Geologia, 1992).

Tese da Universidade Federal do Rio de Janeiro, realizada no Instituto de Geociências.

1 - Geologia Estrutural, Mapeamento Geológico - Estrutural Detalhado

I - IG/UFRJ

II - Título (série)

AOS MEUS PAIS,
ELCIO FRAGA E
LEDA BARRETO FRAGA

AGRADECIMENTOS

A autora deseja expressar seus sinceros agradecimentos às seguintes pessoas e entidades:

- . Ao Prof. Dr. Fernando Roberto Mendes Pires, pela orientação e incentivo;
- . Ao Departamento de Geologia da UFRJ, CNPq e CPRM pelo apoio recebido;
- . Aos Profs. Drs. Joel Gomes Valença e Henrique Dayan pela atenção ao longo dos anos;
- . Aos Profs. André Ribeiro e Mônica Heilbron pelas valiosas críticas e sugestões;
- . Aos Geólogos Beatriz Paschoal Duarte, Rubem Porto Júnior, Diana Ranatki, Renatã Frank, Heloisa Vargas, Edson Farias e João Eduardo Addad pela "força";
- . A todos os ex-graduandos em Geologia da UFRJ que participaram dos trabalhos de campo e, em especial, ao sr. Alcineo José Barbosa pela valiosa colaboração durante a execução desses trabalhos;
- . A Rosa, Domingos, Fátima e Sávio Teixeira pela generosa hospitalidade com que fui acolhida em sua casa;
- . À Timcil, Ferteco e Siderúrgica Barra Mansa pelo apoio recebido em termos de transporte e hospedagem;
- . À Sandra Martins pela dedicação na preparação dos desenhos;
- . Finalmente, gostaria de agradecer à minha família pelo apoio, estímulo e incentivo, sem os quais não teria sido possível a realização deste trabalho;

RESUMO DA TESE APRESENTADA AO PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA/UFRJ COMO REQUISITO PARCIAL NECESSÁRIO À OBTENÇÃO DO GRAU DE MESTRE EM CIÊNCIAS (M.Sc.).

ESTRUTURA DA REGIÃO DO MORRO DO BULE, SINCLINAL DOM BOSCO, QUADRILÁTERO FERRÍFERO - MG. (RIO DE JANEIRO) 1992.

LEDA MARIA BARRETO FRAGA

01,1992

ORIENTADOR: PROF. DR. FERNANDO ROBERTO MENDES PIRES

ÁREA DE CONCENTRAÇÃO: PETROLOGIA DAS ROCHAS ÍGNEAS E METAMÓRFICAS, E MINERALIZAÇÕES ASSOCIADAS.

Tres sequências litológicas, separadas por importantes falhas de empurrão foram identificadas: O Complexo Bela Vista, o Supergrupo Rio das Velhas, e o Supergrupo Minas.

O Complexo Bela Vista encerra gnaiss de composição granítica, mergulhando para este-nordeste, sobre os filitos e quartzofilitos do Supergrupo Rio das Velhas, que estão sobrepostos aos metassedimentos Minas. No Supergrupo Minas predominam filitos com quartzitos, itabiritos e dolomitos, subordinados, tendo sido mapeadas as formações Moeda e Batatal - Grupo Caraca - Cauê e Gandarela - Grupo Itabira - além de oito unidades litológicas individualizadas no Grupo Piracicaba.

Com base na aplicação de critérios de correlação e superpo-

sição estruturais, as feições tectônicas analisadas foram agrupadas em quatro gerações, relacionadas às fases de deformação D_1 , D_2 , D_3 e D_4 .

De idade pré-Minas, D_1 apresenta como único registro a foliação S_1 , observada nas rochas do Supergrupo Rio das Velhas.

D_2 foi responsável pela evolução de dobras isoclinais a fechadas, com forte clivagem de plano axial, mergulhando, predominantemente, para nordeste. Os eixos B_2 mergulham de 20 a 40° para azimutes entre 070 e 120, sendo paralelos a subparalelos à lineação mineral L_{M_2} . D_2 culminou com o desenvolvimento do Sistema de Empurrão Morro do Bule, (SEMB) cujas superfícies de falha separam as principais sequências litológicas mapeadas. Localmente instalaram-se zonas de cisalhamento dúctil marcadas por foliação milonítica. Intenso transporte tectônico dirigido para oeste-noroeste caracterizou D_2 .

D_3 é representada por dobras micro, meso e megascópicas, associadas à clivagem de crenulação pouco desenvolvida. Os eixos A_3 estão em torno da direção este-oeste enquanto as superfícies axiais das dobras F_3 mergulham de 40 a 85° para norte ou nordeste. À D_3 associa-se, ainda, o Sinformal Alto da Pedra Sabão e a Falha do Rodeio, megaestruturas que imprimiram significativas alterações à geometria do SEMB.

Durante a fase de deformação D_4 desenvolveram-se dobras micro e mesoscópicas, com eixos na direção norte-sul e superfícies axiais apresentando fortes mergulhos para este ou oeste.

Os eventos metamórficos M_1 e M_2 atuaram na região, ambos sob condições de pressão e temperaturas da fácies xisto verde. M_1 afetou somente as rochas pré-Minas. M_2 envolveu intensa cristalização e recristalização sincinemática de minerais durante D_4 .

ABSTRACT OF THESIS PRESENTED TO GRADUATED PROGRAM OF GEOLOGY/UFRJ AS PARTIAL FULFILMENT OF THE REQUIREMENTS FOR THE DEGREE OF MASTER OF SCIENCE (M.Sc.)

STRUCTURE OF THE MORRO DO BULE AREA, DOM BOSCO SYNCLINE, QUADRILÁTERO FERRÍFERO - MG. (RIO DE JANEIRO) 1992

LEDA MARIA BARRETO FRAGA

THESIS SUPERVISOR: Ph.D. FERNANDO ROBERTO MENDES PIRES
SECTOR: PETROLOGY OF METAMORPHIC AND IGNEOUS ROCKS, AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS

Three lithological sequences, bounded by expressive thrust faults have been identified: Bela Vista Complex, Rio das Velhas Supergroup and Minas Supergroup.

Granitic gneiss of the Bela Vista complex dips east-northeast over Rio das Velhas phyllites and quartz-phyllites. The Rio das Velhas supercrustal sequence overlies the Minas Metasediments, which are largely composed of phyllitic rocks with minor amounts of quartzite, dolomite and itabirite. In the Minas Supergroup the Batatal and Moeda formations - Caraça Group - and the Cauê and a Gandarela formations - Itabira Group - and eight lithological units in the Piracicaba Group have been mapped.

Interpretation of superimposed folds, faults and foliations allows their grouping into four generations, related to the deformation phases D_1 , D_2 , D_3 and D_4 .

Pre-Minas aged D_1 deformation phase is represented by S_1 foliation, identified in the rocks of Rio das Velhas Supergroup.

D_{2a} deformation phase led to the development of prominent foliation, S_{2a} , axial plane to isoclinal or closed folds. S_{2a} may correspond to crenulation or slaty cleavage or to a mylonitic foliation. B_{2a} axis, oriented about $070-120/20-45^\circ$, are parallel or subparallel to the mineral lineation $L_{m_{2a}}$. D_{2a} is also associated to the evolution of Morro do Bule Thrust System (MBTS) and locally developed ductile shear zones. The MBTS is responsible for most of the tectonic mapped lithologic contacts. D_{2a} resulted in intense west-northwest-directed transport of thrust sheets.

During D_{2b} , folds were shaped in the micro, meso and macroscopic scales and crenulation cleavage was locally developed. B_{2b} axis trend east-west, and axial surfaces S_{2b} dips 40 to 85° , either north or northeast. D_{2b} was also responsible for the evolution of the Alto da Pedra Sabão Synform and Rodeio Fault.

D_3 deformation phase generated north-south-trending folds in the micro and mesoscopic scales, with axial surfaces dipping east or west.

Two metamorphic events M_1 and M_{2a} characterized by greenschist facies temperature and pressure conditions have been recognized. M_1 affected pre-Minas rocks. M_{2a} resulted in intense synkinematic crystallization and recrystallization, during D_{2a} deformation phase.

SUMÁRIO

	Páginas
Dedicatória	iii
Agradecimentos	iv
Resumo	v
Abstract	vii
Sumário	ix
Lista de Figuras	xiii
Lista de Fotografias	xv
Lista de Tabelas	xvi
CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO.....	1
I.1. Localização e Acesso.....	1
I.2. Objetivos.....	4
I.3. Metodologia do Trabalho.....	4
CAPÍTULO II - SOBRE A GEOLOGIA DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO.....	5
II.1. Introdução e Posicionamento Geotectônico.....	5
II.2. Litoestratigrafia.....	5
II.2.1. Complexo do embasamento.....	7
II.2.2. Supergrupo Rio das Velhas...	7
II.2.3. Supergrupo Minas.....	9
II.3. Geologia Estrutural.....	12
II.4. Geocronologia e Metamorfismo.....	18
II.5. Trabalhos Anteriores.....	20
CAPÍTULO III - DESCRIÇÃO DAS LITOLOGIAS DA REGIÃO DO MORRO DO BULÉ.....	25
III.1. Introdução	25
III.2. Complexo do Embasamento.....	28
III.3. Supergrupo Rio das Velhas.....	29
III.4. Supergrupo Minas.....	32
III.4.1. Grupo Caraça.....	33
III.4.1.1. Formação Moeda	33
III.4.1.2. Formação Batal.....	35
III.4.2. Grupo Itabira.....	35
III.4.2.1. Formação Cauê	35
III.4.2.2. Formação Gandarela.....	38

III.4.3. Grupo Piracicaba.....	42
III.4.3.1. Unidade lito- lógica A.....	46
III.4.3.2. Unidade lito- lógica B.....	46
III.4.3.3. Unidade lito- lógica C.....	48
III.4.3.4. Unidade lito- lógica D.....	49
III.4.3.5. Unidade lito- lógica E.....	52
III.4.3.6. Unidade lito- lógica F.....	52
III.4.3.7. Unidade lito- lógica G.....	53
III.4.3.8. Unidade lito- lógica H.....	53
III.4.3.9. Correlação com as unidades li- toestratigráfi- cas descritas no Grupo Pira- cicaba.....	55
III.5. Depósitos Minerais.....	56
CAPÍTULO IV - ESTRUTURA DA REGIÃO DO MORRO DO BULE.....	58
IV.1. Introdução.....	58
IV.2. Terminologia dos Elementos Estrutu- rais.....	59
IV.3. Estruturas relacionadas à Fase de Deformação D_1	62
IV.4. Estruturas relacionadas à Fase de Deformação D_m	64
IV.4.1. Dobras.....	64
IV.4.2. Foliações.....	68
IV.4.2.1. Clivagem de cre- nulação Sc_m	68
IV.4.2.2. Clivagem ardosi- ana Sa_m	69
IV.4.3. Lineações.....	71
IV.4.3.1. Lineação de cre- nulação Lc_m	71
IV.4.3.2. Lineação mineral Lm_m	72
IV.4.3.3. Lineação de in- terseção Li_m	71
IV.4.4. Sistema de Empurrão Morro do Bule.....	73
IV.4.4.1. A Geometria do Sistema.....	76
IV.4.4.2. Comparação com outros sistemas de empurrão e al-	

	gumas considera- ções cinemáticas.	77
IV.4.5.	Milonitos, zonas de Cisa- lhamento Dúctil e Análise de Indicadores Cinemáticos.	80
IV.5.	Estruturas relacionadas à Fase de De- formação D_3	82
IV.5.1.	Dobras.....	82
IV.5.2.	O Sinformal Alto da Pedra Sa- bão e a Falha do Rodeio.....	90
IV.5.3.	Foliações.....	94
IV.5.4.	Lineações.....	95
IV.6.	Estruturas relacionadas à Fase de De- formação D_4	95
IV.6.1.	Dobras	95
IV.6.2.	Foliações.....	98
IV.6.3.	Falhas.....	99
IV.7.	Evolução Estrutural da Região do Mor- ro do Bule.....	101
IV.7.1.	Fase de deformação D_1	101
IV.7.2.	Fase de Deformação D_2	103
IV.7.2.1.	O Sistema de Empur- rão Morro do Bule..	105
IV.7.2.2.	Relação entre as lineações L_2 e a direção de trans- porte tectônico no Sistema de Empurrão Morro do Bule.....	108
IV.7.2.3.	Relacionamento com eventos deformatio- nais descritos re- gionalmente	111
IV.7.3.	Fase de deformação D_3	111
IV.7.4.	Fase de deformação D_4	112
CAPÍTULO V	- METAMORFISMO NA REGIÃO DO MORRO DO BULE.....	114
V.1.	Evento metamórfico M_1	114
V.2.	Evento metamórfico M_2	115
CAPÍTULO VI	- CONCLUSÕES.....	121
BIBLIOGRAFIA.....		123
ANEXOS:		
Apêndice 1 - Mapa Geológico da área do Morro do Bule;		
Apêndice 2 - Mapa Estrutural da área do Morro do Bule;		
Apêndice 3 - Perfis Geológicos AA',BB',CC',DD' e EE';		

- Apêndice 4 - Perfis Geológicos FF' e GG';
Apêndice 5 - Perfis Geológicos HH' e II';
Apêndice 6 - Perfis Geológicos JJ' e LL';
Apêndice 7 - Perfis Geológicos MM' e NN';
Apêndice 8 - Bloco-diagrama;

LISTA DE FIGURAS

	Páginas
Figura 1 - Esboço geológico do Quadrilátero Ferrífero com localização da área estudada	2
Figura 2 - Vias de acesso à região do Morro do Bule..	3
Figura 3 - Posicionamento do Quadrilátero Ferrífero em relação ao Cráton do São Francisco	6
Figura 4 - Coluna estratigráfica aceita para o Supergrupo Minas (Dorr II, 1969, modificada por Inda, 1984)	10
Figura 5 - Arcabouço estrutural do Quadrilátero Ferrífero	13
Figura 6 - Quadro estratigráfico para a Região do Morro do Bule.....	27
Figura 7 - Grãos de feldspato mostrando limite clástico e crescimento epitaxial	39
Figura 8 - Plagioclásio com zonas internas truncadas pelo limite clástico do grão	41
Figura 9 - Relação entre as foliações S_1 e S_2 nas rochas do Supergrupo Rio das Velhas	63
Figura 10 - Dobras F_2 com foliação de plano axial S_2 ...	65
Figura 11 - Estereograma de polos de S_2	66
Figura 12 - Estereograma das feições lineares associadas a B_2	66
Figura 13 - Esboço geológico da região estudada ilustrando o comportamento das feições lineares associadas à D_2 nos domínios estruturais I + II e III.....	67
Figura 14 - Esboço do mapa geológico da região estudada	74
Figura 15 - Esboço dos perfis geológicos BB', GG' e NN'	75
Figura 16 - Bloco-diagrama ilustrando o comportamento das superfícies de empurrão do SEMB.....	75
Figura 17 - Perfil do "Foinaven duplex, Moine Thrust...	78
Figura 18 - Bloco-diagrama ilustrando o comportamento das superfícies de empurrão na região de	

Oman, Arábia Saudita	79
Figura 19 - Indicadores cinemáticos em rochas miloníticas	81
Figura 20 - Morfologia das dobras F_3	83
Figura 21 - Dobras F_3 associadas a Falhas	86
Figura 22 - Esboço Geológico da região estudada ilustrando o comportamento da foliação S_{C3} nos domínios estruturais I + III e II.....	87
Figura 23 - Estereograma dos polos das superfícies axiais de dobras F_3	88
Figura 24 - Estereograma de eixos B_3	89
Figura 25 - Pequenas dobras F_{3a} , dobradas	90
Figura 26 - Padrão de interferência entre dobras F_2 e F_3	91
Figura 27 - Relação entre dobras F_2 e F_3 de diferentes dimensões	92
Figura 28 - Esboço Geológico da região estudada ressaltando o Sinformal Alto da Pedra Sabão, a Falha do Rodeio e o perfil NN'	92
Figura 29 - Morfologia das dobras F_4	96
Figura 30 - Estereograma de eixos B_4 e dos polos das superfícies axiais de dobras F_4	98
Figura 31 - Falhas associadas a dobramentos F_4	100
Figura 32 - Quadro evolutivo para as principais feições estruturais da região.....	102
Figura 33 - Esboço geológico da porção central do Sinclinal Dom Bosco.....	106
Figura 34 - Minerais metamórficos orientados preferencialmente segundo S_m	117
Figura 35 - Microdobra F_{3b} com grãos de cloritóide pós D_m orientados paralela a subparalelamente à sua superfície axial	118
Figura 36 - Grãos de epidoto orientados segundo a foliação S_{C3}	118
Figura 37 - Foliação S_m inclusa em grãos de epidoto e clorita sin- D_4	119
Figura 38 - Minerais metamórficos orientados segundo S_m e S_4	120

LISTA DE FOTOGRAFIAS

Páginas

Foto 1	- Feldspato com zonas internas truncadas pelo limite clástico do grão	39
Foto 2	- Dolomito conglomerático, Formação Gandarela..	43
Foto 3	- Estratificação cruzada em quartzito da Unidade Litológica A	47
Foto 4	- Estratificação cruzada acanalada em quartzito da Unidade Litológica A	47
Foto 5	- Filito carbonático, Unidade Litológica H	54
Foto 6	- Foliação S_m em filito do Supergrupo Rio das Velhas	70
Foto 7	- Foliação S_m em filito do Supergrupo Rio das Velhas	70
Foto 8	- Dobra F_3 decamétrica	84
Foto 9	- Crenulações F_3	85
Foto 10	- Dobra F_4 métrica na sequência quartizítica da Unidade Litológica A	97
Foto 11	- Foliação S_3 bem desenvolvida em quartzito da Serra do Ouro Branco	104
Foto 12	- Feição linear L_m em sericita-filito da Unidade Litológica A, conferida pela orientação preferencial de agregados de quartzo	104
Foto 13	- Comportamento da feição linear observada na foto 13, em corte perpendicular à L_m	105

LISTA DE TABELAS

Páginas

Tabela 1 - Feições estruturais relacionadas às fases de de- formação descritas por Ladeira e Viveiros (1984)	15
Tabela 2 - Feições estruturais relacionadas às fases de de- formação descritas por Alkmim et al. (1988)	17
Tabela 3 - Feições estruturais relacionadas às fases de de- formação descritas por Marshak e Alkmim (1989) .	18
Tabela 4 - Mineralogia das litologias identificadas no Gru- po Caraca	34
Tabela 5 - Mineralogia das litologias identificadas no Gru- po Itabira	34
Tabela 6 - Mineralogia das unidades litológicas individua- lizadas no Grupo Piracicaba	45
Tabela 7 - Dados estruturais da área do Morro do Bule e	60
Tabela 8 - Minerais metamórficos presentes nas litologias observadas na região estudada	116

CAPÍTULO - I

INTRODUÇÃO

I.1 - Localização e Acesso

A região estudada situa-se na porção centro-sul do Sinclinal Dom Bosco, sul do Quadrilátero Ferrífero (fig.1). Está contida na quadrícula Dom Bosco/Ouro Branco (Mapa Geológico na escala 1:25.000, convênio DNPM-USGS) e compreende a área entre as localidades de D. Lavrinha a sudeste e Usina Wigg a noroeste, sendo bordejada a sul pela Serra do Ouro Branco. Está delimitada pelos seguintes vértices de coordenadas geográficas: 43°45'03''W, -20°25'43''S; 43°45'03''W, -22°28'15''S; 43°41'25''W, -22°29'29''S; 43°39'02''W, -22°27'59''S; 43°40'40''W, -20°25'43''S.

O acesso à região é feito através das estradas de terra provenientes de Cachoeira do Campo ou Rodrigo Silva, que se unem a sul de Dom Bosco, passando então por Dores da Bela Vista, Morro do Gabriel e Hargreaves, seguindo posteriormente para Miguel Burnier (fig. 2). Ao norte da estação Dom Bosco, existe a estrada que segue para oeste, atingindo a região em estudo pelo seu lado norte. Outra via de acesso provém de Ouro Branco e, passando pela localidade de D. Lavrinha, alcança a estrada proveniente de Dores da Bela Vista, que segue para o Morro do Gabriel.

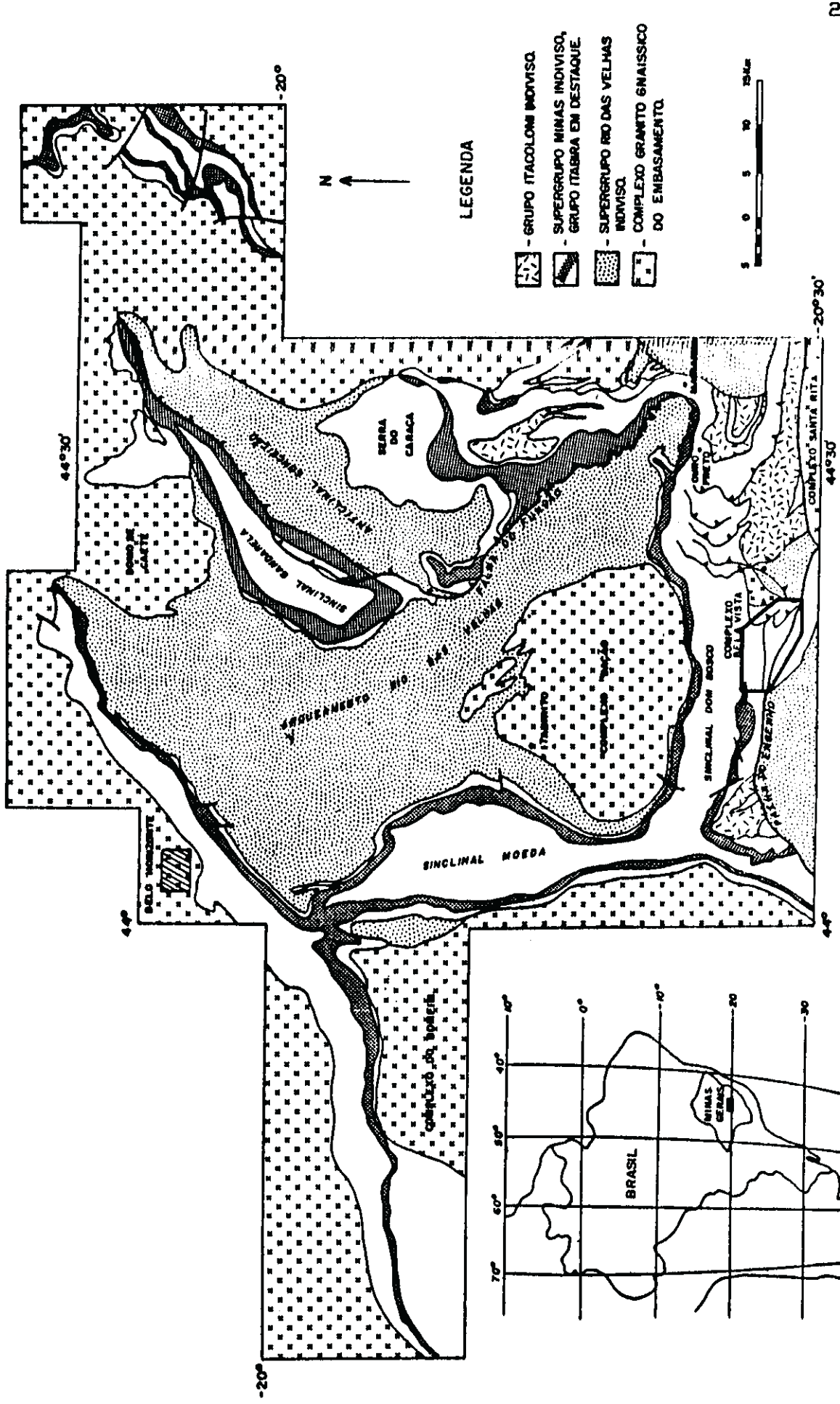


Figura 1 - ESBOÇO GEOLOGICO DO QUADRILATERO FERRIFERO (MODIFICADO DE DORR II, 1969) COM LOCALIZACAO DA AREA ESTUDADA

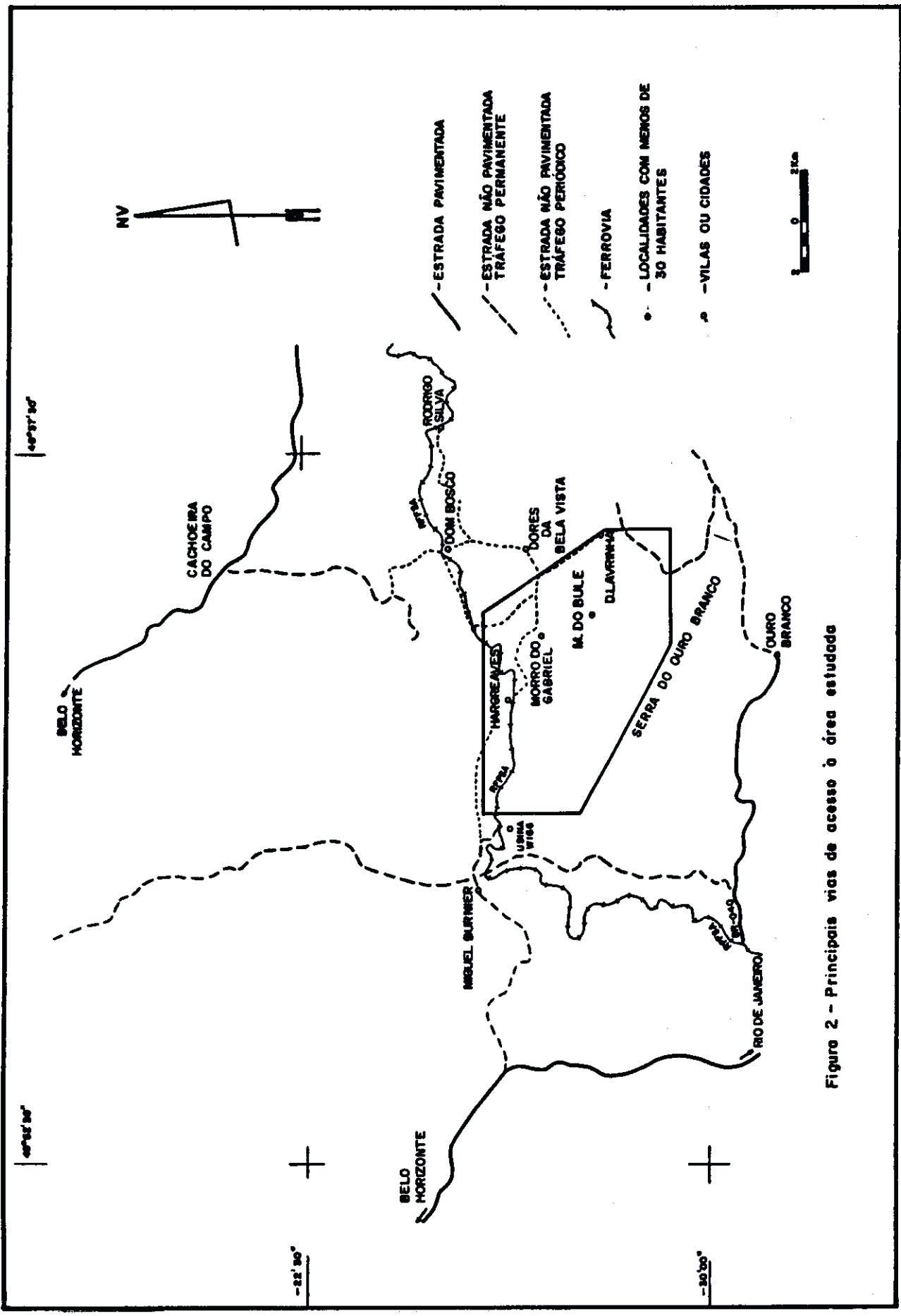


Figure 2 - Principais vias de acesso à área estudada

I.2 - Objetivos

O presente trabalho visa esclarecer a estrutura da área do Morro do Bule e Hargreaves, bem como elaborar um modelo estrutural evolutivo para a região. O estudo da litoestratigrafia e metamorfismo na área em questão também constitui objetivo dessa pesquisa.

I.3 - Metodologia

Após a etapa de fotointerpretação em fotografias aéreas na escala 1:25.000, seguiram-se várias etapas de trabalho de campo que incluíram a cartografia geológica, nas escalas 1:10.000 e 1:5.000, dos contatos litológicos, e o estudo mesoscópico dos afloramentos. Nesse estudo foram efetuadas descrições dos tipos litológicos, feições estruturais, (planares e lineares) e estruturas sedimentares primárias. O tratamento estatístico das orientações preferenciais dos elementos estruturais foi realizado com o auxílio de uma rede estereográfica de áreas iguais (Schmidt).

Para caracterizar os diversos tipos litológicos, foram realizados estudos petrográficos em 209 lâminas delgadas e 12 lâminas delgadas polidas. A análise microtectônica efetuada auxiliou na compreensão da evolução estrutural da área.

No mapa geológico, apêndice 1, foi elaborado um sistema de coordenadas cartesianas, com origem no seu vértice superior esquerdo, para facilitar a localização dos pontos referentes aos afloramentos citados ao longo do texto. Os valores de abscissa e ordenada crescem para este e sul e são apresentadas em metros.

CAPÍTULO II

SOBRE A GEOLOGIA DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO

II.1 - INTRODUÇÃO E POSICIONAMENTO GEOTECTÔNICO

Situado na porção central do estado de Minas Gerais, o Quadrilátero Ferrífero corresponde a uma importante província mineral, abrangendo significativos depósitos de ouro, ferro, manganês e topázio imperial.

No contexto geotectônico ocupa a porção sul do Cráton do São Francisco (Almeida 1977) (fig 3). O cráton, que abrange imensa área na porção centro-leste do país, estabilizou-se ao final do ciclo Transamazônico (Proterozóico Inferior) sendo em sua maior parte contornado por faixas de dobramento relacionadas ao ciclo Brasileiro.

II.2 - Litoestratigrafia

A história evolutiva do Quadrilátero Ferrífero, do Arqueano ao Proterozóico Inferior, está representada pelo embasamento cristalino, o Supergrupo Rio das Velhas e o Supergrupo Minas.

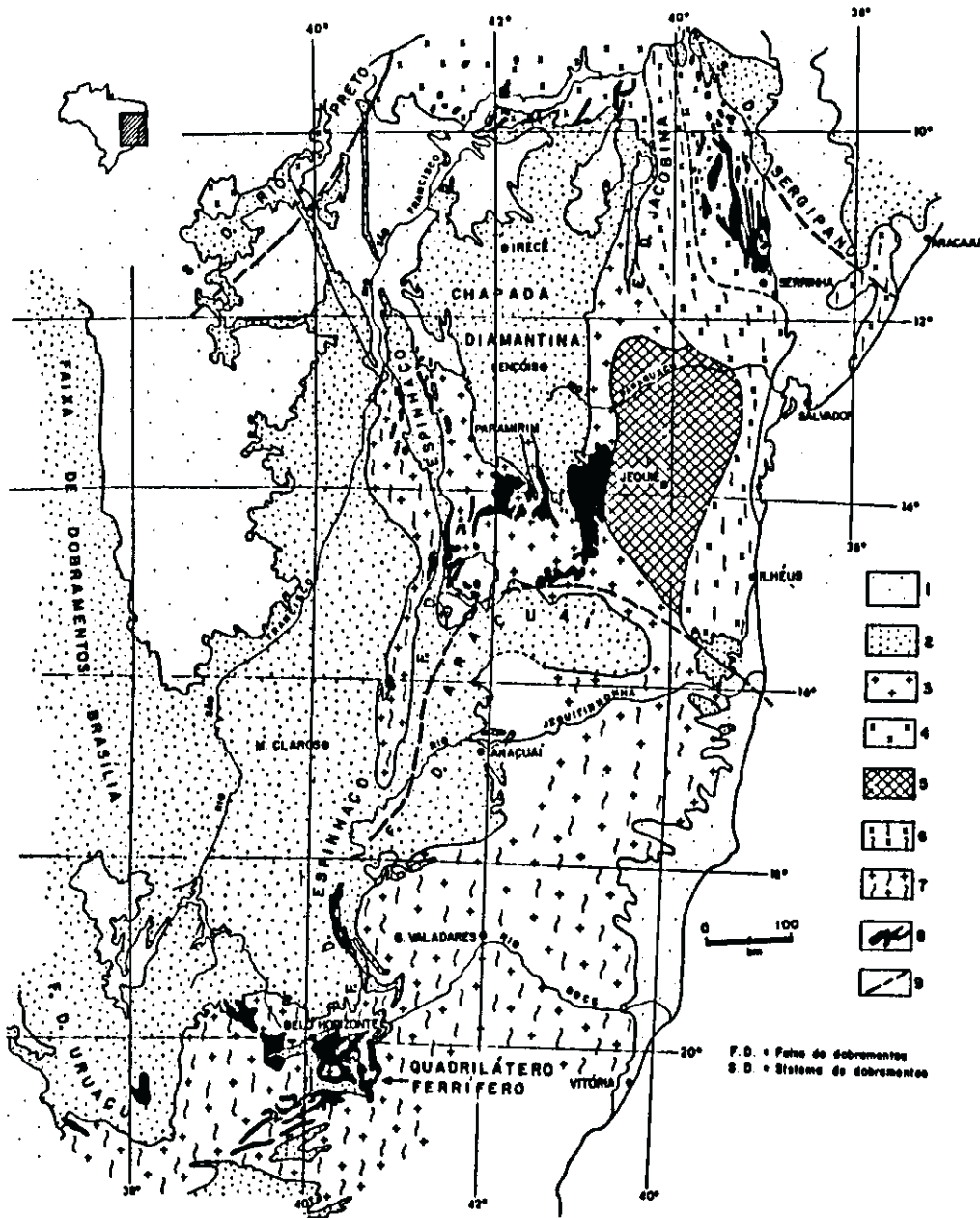


Figura 3 - "Cráton do São Francisco. (1) Coberturas fanerozóicas; (2) Coberturas e faixas de dobramentos proterozóicas; (3) Terrenos granito-greenstone; (4) Terreno granito-greenstone parcialmente rejuvenescido no ciclo Transamazônico; (5) Terrenos predominantemente granulíticos; (6) Terrenos predominantemente granulíticos, total ou parcialmente, retrabalhados no ciclo Transamazônico; (7) Terrenos migmatito-granulíticos, granitóides e granito-greenstone não diferenciados, total ou parcialmente retrabalhados no ciclo Transamazônico e Brasileiro; (8) Sequências vulcano-sedimentares do tipo "greenstone belt" diferenciadas; (9) Limite das faixas ou sistemas dobrados." (Inda et alii, 1984, fig.5.2, p. 195).

II.2.1 - Complexo do Embasamento

Gnaisses e migmatitos com inclusões anfibolíticas, formados sob condições de pressão e temperatura da fácies anfibolito médio a superior, distribuem-se ao redor e no centro do Quadrilátero Ferrífero (Inda et alii, 1984). Alguns setores de exposição dessas litologias mereceram denominação específica: Complexo Caeté a norte, Santa Rita a sudeste, Congonhas a sudoeste, Bela Vista a sul, e Bação ao centro (fig. 1).

A composição tonalítica a trondjemítica é descrita para os gnaisses e migmatitos do complexo cristalino no Quadrilátero Ferrífero (Inda et alii, 1984 e Gomes, 1985 em Gomes, 1986). Dorr II (1969) definiu as unidades de médio a alto grau como intrusivas graníticas, mais novas que as supracrustais. Essa interpretação tem sido descartada, em face dos novos dados sobre as relações de contato das rochas gnáissicas (sempre marcado pela presença de milonitos e finas auréolas de contato) e as idades radiométricas obtidas posteriormente. Schorscher (1976), Pires (1977), Ladeira (1980), Cordani et alii (1980), Roeser et alii (1982), Ladeira et alii (1983) e Gomes (1985, em Gomes 1986), consideram as rochas gnáissicas e migmatíticas como representantes de uma crosta arqueana mais antiga que serviu de embasamento às sequências supracrustais mais novas.

II.2.2 - Supergrupo Rio das Velhas

O Supergrupo Rio das Velhas, ("Série Rio das Velhas" Dorr II, 1957) inclui rochas metassedimentares e metavulcânicas que compunham o andar basal da "Série" Minas (Derby, 1906).

Dorr II, op. cit., subdividiu esse supergrupo nos grupos Nova Lima (inferior) e Maquiné (Superior)). O grupo basal é composto por quartzo-filitos, sericíticos e/ou cloríticos, xistos carbonáticos, quartzo-biotita-xistos, xistos quartzosos e feldspáticos, filitos grafitosos, xistos ferruginosos, xistos metavulcânicos, formação-ferrífera na fácies carbonática, quartzito, grauvasca e conglomerado (Gair, 1962). O Grupo Maquiné foi subdividido por Dorr II (1969) em Formação Palmital, na base, constituída por quartzitos sericíticos e filitos quartzosos e Formação Casa Forte, no topo, incluindo quartzito com leitos conglomeráticos e, subordinadamente, clorita-filito.

Schorscher (1979) descreve o Grupo Quebra Osso, na base do Supergrupo Rio das Velhas, composto por rochas ultramáficas efusivas, (com texturas "spinifex") e intrusivas também ultramáficas.

Ladeira (1980) subdivide o Grupo Nova Lima em três unidades. A Unidade Metavulcânica (basal) inclui anfibolito, serpentinito, esteatito, talco-xisto, metabasalto, melatulfo e komatiito (esses, incluídos por Schorscher, 1979, no Grupo Quebra Osso). A Unidade Metassedimentar Química (média) é composta de filito, xisto carbonático, "metachert" e formação ferrífera bandada. Finalmente no topo do Grupo Nova Lima, Ladeira op. cit. descreve a Unidade Metassedimentar Clástica, incluindo quartzo-xisto, quartzo-filito, quartzito impuro e metaconglomerado.

Almeida (1976) e Schorscher (1976 em Inda et alii, 1984) Pires (1977) e Ladeira (1980) correlacionaram o Supergrupo Rio das Velhas a uma sequência tipo Cinturão de Rochas Verdes.

II.2.3 - Supergrupo Minas

O Supergrupo Minas mantém contato discordante, estrutural e estratigraficamente, com as supracrustais Rio das Velhas. Está subdividido, da base para o topo nos grupos Tamanduá, Caraça, Itabira, Piracicaba e Itacolomi (Dorr II, 1969). A figura 4 ilustra a coluna estratigráfica do Supergrupo Minas, segundo Dorr II (1969) modificada por Inda (1984).

O Grupo Tamanduá (Simmons e Maxwell, 1961) é constituído pela Formação Cambotas (na base) que inclui quartzitos, xistos e filitos, e por formação sem nome (no topo) composta por filitos, formação ferrífera dolomítica e xistos quartzosos.

O Grupo Caraça constituído essencialmente de metassedimentos de origem clástica é formado pelas Formações Moeda e Batatal.

A Formação Moeda (na base) compreende quartzito sericítico fino a grosso (membro inferior), filito arenoso (membro intermediário) e quartzito sericítico com lentes de filito arenoso (membro superior) (Wallace, 1958). A Formação Batatal é composta por sericita-filito e filito grafitoso, sendo que, subordinadamente, ocorrem lentes de "chert" e formação ferrífera (Dorr II, 1969). O contato entre as formações Moeda e Batatal pode ser brusco ou intergradacional, de acordo com Dorr II op. cit.

Moraes (1985) sugere que a sedimentação da Formação Moeda foi controlada por um sistema de rios anastomosados, correndo de norte para sul, sendo os sedimentos retrabalhados distalmente em uma costa de moderada a alta energia. Uma sedimentação de plataforma teria sido transgressivamente implantada dando origem à deposição dos filitos da Formação Batatal e dos sedimentos químicos ou carbonáticos do Grupo Itabira.

O Grupo Itabira foi subdividido por Dorr II (1969) em duas

SUPER-GRUPO	GRUPO	FORMAÇÃO	LITOLOGIA	AMBIENTE DEPO-SICIONAL	ESPESSURA APROX. EM METROS
MINAS	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO	ORTOQUARTZITOS, QUARTZITOS, FILITOS QUARTZOSOS, FILITOS, QUARTZITOS C/ BEIXOS, CONGLOMERADOS.	"MOLASSE-PARÁLICO?"	> 1000?
		SABARÁ	CLORITA-XISTOS, FILITOS CLORÍTICOS, METATUFOS, GRAUVACAS, CONGLOMERADOS, QUARTZITOS, ITABIRITOS.	FLYSCH? EUGEOSSIN-CLINAL	> 3000
	PIRACICABA	BARREIRO	FILITOS E FILITOS GRAFITOSOS	LOCAL SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
		TABOÕES	ORTOQUARTZITO	//	125 LOCAL-TIPO
		FÉCHO DO FUNIL	FILITOS QUARTZOSOS, FILITOS DOLOMÍTICOS, DOLOMITOS SILICIFICADOS.	//	410 LOCAL-TIPO
		CERCA-DIÑO	FILITOS, SERICITA-QUARTZITOS, QUARTZITOS E FILITOS FERRUGINOSOS, "METACHERT." CONGLOMERADOS, DOLOMITOS.	//	~ 600 MÁX. A 150 MÍN.
		GANDA-RELA	DOLOMITOS, CALCÁRIOS, ITABIRITOS DOLOMÍTICOS, XISTOS-DOLOMÍTICOS E ITABIRITOS MANGANESÍFEROS, FILITOS, ITABIRITOS, XISTOS VERDES.	LOCAL //	~ 600 MÁX. A AUSENTE
	ITABIRA	CAUÊ	ITABIRITOS, ITABIRITOS DOLOMÍTICOS, FILITOS, DOLOMITOS, XISTOS VERDES.	//	~ 500 MÁX. A < 50 MÍN.
		CARAÇA	BATAL	FILITOS, FILITOS GRAFITOSOS, "METACHERT", ITABIRITOS.	//
	MOEDA		FÁCIES PARÁLICA: ORTOQUARTZITOS, QUARTZITOS, CONGLOMERADOS, FILITOS FÁCIES DE BACIA: SERICITA-QUARTZITOS, FILITOS QUARTZOSOS, QUARTZITOS.	"SHELF" ESTÁVEL	~ 1000 MÁX. A < 50 MÍN.

CONTATO BASAL TECTÔNICO (DE "NAPPE") COM AS LITOLOGIAS DOS SUPERGRUPOS ESPINHAÇO E RIO DAS VELHAS E DO COMPLEXO MIGMATITO - GRANULÍTICO DE MINAS GERAIS.

● COM PIRITAS DETRÍTICAS.
 ■ COM BRECHAS INTRAFORMACIONAIS

Figura 4 - Coluna estratigráfica do Supergrupo Minas, segundo Dorr II (1969, modificada por Inda et alii 1984, fig. 5.6. p. 210)

unidades em contato gradacional, que correspondem às Formações Cauê (inferior) e Gandarela (superior), ambas apresentando caráter essencialmente químico. A Formação Cauê é constituída de itabiritos e itabiritos dolomíticos e anfibolíticos, enquanto a Formação Gandarela inclui dolomitos (itabiritos e filitos dolomíticos).

Pires (1983) descreve clorita-xistos na parte basal da Formação Gandarela.

O Grupo Piracicaba, predominantemente epiclástico, foi subdividido em cinco formações (Dorr II, 1969). Na base ocorre a Formação Cercadinho composta de quartzitos e filitos, geralmente ferruginosos, (e intercalações de dolomito). Segue-se a Formação Fecho do Funil, encerrando filitos dolomíticos, filitos e dolomitos impuros. A Formação Tabões, que inclui quartzitos macios de granulção fina, é sobreposta pela Formação Barreiro, composta de filitos e filitos grafitosos. Finalmente, a Formação Sabará constitui o topo do Grupo Piracicaba, sendo composta de filitos, clorito-xisto, grauvacas e, subordinadamente, tufos metamórficos e "chert".

A Formação Cercadinho depositou-se segundo Moraes (1985), em ambiente deltáico, representando fase regressiva que interrompeu a sedimentação plataformal reinante. Uma nova fase transgressiva seria responsável pela deposição de filitos dolomíticos da Formação Fecho do Funil e filitos grafitosos da Formação Barreiro.

O Grupo Itacolomi é constituído por quartzitos e metaconglomerados na base, filitos na sua porção média e quartzitos no topo (Lacourt, 1936). Gloeckner (1981) verifica a presença de rochas miloníticas no contato entre rochas do Grupo Itacolomi e aquelas do Supergrupo Minas, interpretando este primeiro grupo

como sendo de idade pré-Minas e em grande parte alóctone.

Alkmim et alii (1988) propõem nova versão da coluna estratigráfica apresentada por Dorr II (1969). Os grupos Tamanduá e Itacolomi e a Formação Moeda (Grupo Caraça) são considerados pelos autores como representantes de um complexo aluvial. Em associação com este complexo, estariam ambientes de sedimentação de plataforma profunda (Formação Batatal) e plataforma carbonática (Grupo Itabira), além de um complexo deltáico com turbiditos (Grupo Piracicaba).

II.3 - Geologia Estrutural

A observação do mapa geológico do Quadrilátero Ferrífero (escala 1:150.000, convênio DNPM-USGS) resumido nas figuras 1 e 5, revela um arcabouço estrutural composto por intrigante rede de sinformes e antiformes, delineados nas sequências supracrustais em meio a rochas do complexo do embasamento. O Complexo Bação ocupa posição centro-sul dentro desse arcabouço, composto pelo Arqueamento Rio das Velhas, Serra do Curral, sinclinais Dom Bosco, Moeda, Vargem do Lima, Gandarela, Ouro Fino e Santa Rita. Digno de nota é também o Sistema de Falha Fundão/Engenho, importante elemento na estruturação do Quadrilátero Ferrífero.

Harder e Chamberlain (1915) já reconheciam o caráter polifásico da deformação nas rochas da região central de Minas Gerais.

Guimarães (1931) e O. Barbosa (1949) propuseram a atuação, na região do Quadrilátero Ferrífero, de duas fases tectônicas. O primeiro autor cita esforços provenientes de sul e este como responsáveis pelos episódios deformadores.

Barbosa (1961) descreve um diastrofismo principal (pós-Ita-

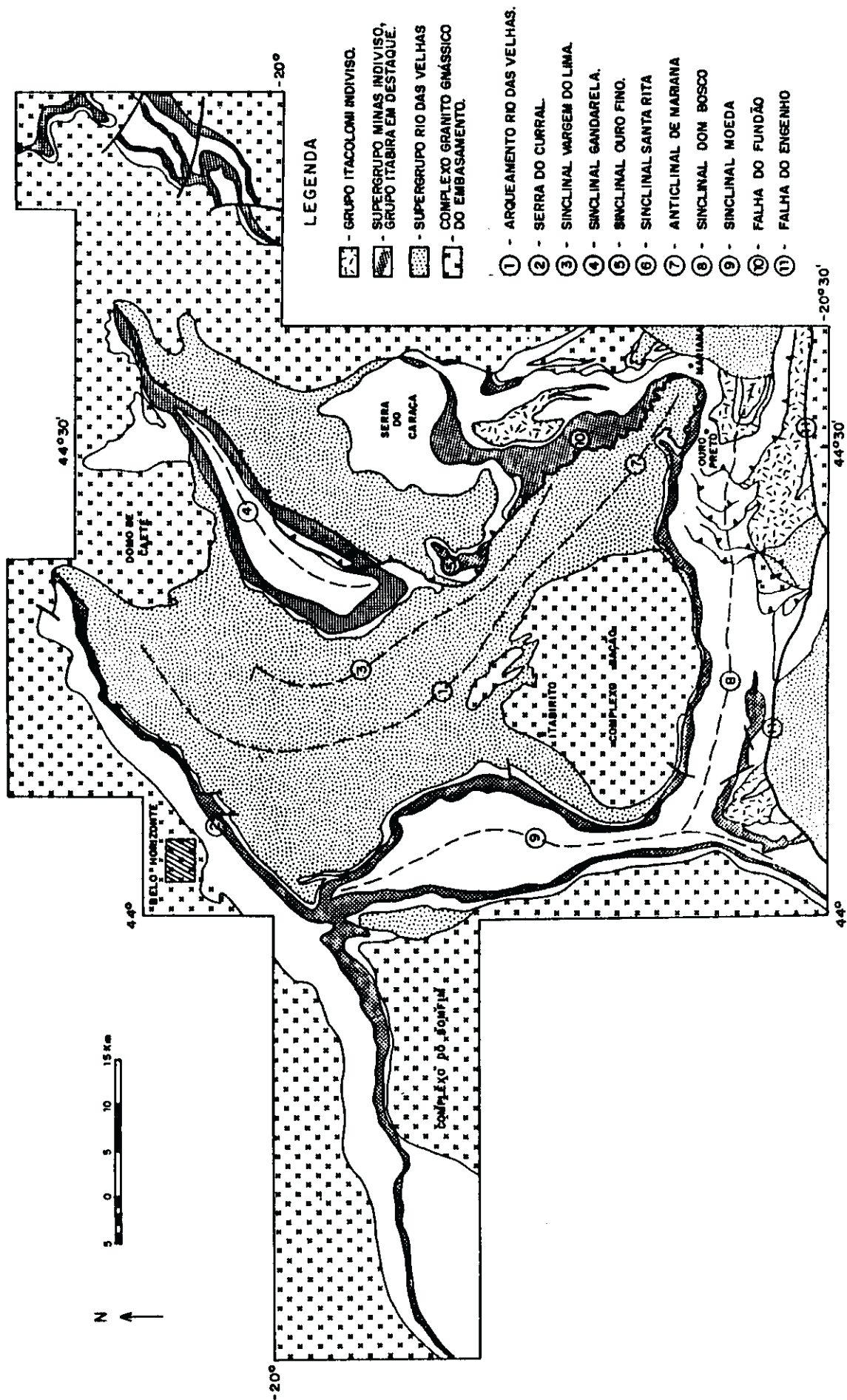


Figura 5- MEGAESTRUTURAS DO QUADRILÁTERO FERRIFERO (MODIFICADO DE DORR II 1969)

colomi) com esforços segundo este-oeste e posteriormente segundo norte-sul. Ressalta, ainda, que as estruturas dômicas geradas anteriormente, durante episódio de intrusões granodioríticas, teriam sido reativadas durante o diastrofismo pós-Itacolomi, provocando a variabilidade verificada nas orientações das grandes estruturas da região.

Guimarães (1966) corrobora as idéias de Barbosa (1961) ressaltando a ativa participação do embasamento na delimitação das grandes estruturas durante as fases diastróficas e propõe a atuação de três eventos deformacionais relacionados à etapa de metamorfismo regional.

Barbosa (1968) reconhece a presença de "falhas de aleitamento" e dobras associadas sugerindo que essas estruturas teriam evoluído a partir da atuação de esforços vindo de este ou sudeste sobre uma cobertura homogênea. Segundo esse autor, a área foi posteriormente deformada durante a "elevação diapírica dos domos graníticos", o que a tornou heterogênea.

Dorr II (1969) analisa os dados obtidos a partir do mapeamento geológico do Quadrilátero Ferrífero na escala 1:25.000, (Convênio DNPM/USGS) reconhecendo a atuação de três períodos de deformação. O primeiro desses períodos teria atuado em um intervalo pós-Rio das Velhas e pré-Minas. O segundo e mais intenso, de idade pós-Itacolomi, teria gerado estruturas em todas as escalas, com orientação preferencial segundo nordeste-sudoeste sob a atuação de esforços de sudeste para noroeste. A reativação das estruturas dômicas já existentes também teria ocorrido durante esse segundo período de deformação. Finalmente, o terceiro evento de deformação teria produzido novas estruturas e reativado outras, sob um campo de esforços na direção este-oeste.

Ladeira e Viveiros (1984), descrevem a presença de seis

	D ₁	D ₂	D ₃ e D ₄	D ₅	D ₆
Dobras	B ₁ , isoclinais recumbentes.	B ₂ isoclinais recumbentes com eixos E-O.	B ₃ e B ₄ , apertadas e assimétricas, coaxiais à B ₂ .	B ₅ abertas, tipo Kink. ou "en Chevron" com eixos aproximadamente N-S.	
Foliação	foliação plano axial S ₁ , de transposição	foliação plano axial S ₂ de transposição	foliações plano axiais S ₃ e S ₄ , clivagem de crenulação, de fratura e foliação de transposição		
Lineação	L ₁ lineação de interseção (S ₀ /S ₁) mineral, boudin mullion, com máximo - 060/35 240/35	L ₂ - mullions com trend E-O	L ₃ e L ₄ , lineações minerais paralelas aos eixos B ₃ e B ₄	L ₅ lineação de crenulação e de interseção (S ₀ x S ₅ , S ₁ , S ₂ , S ₃) paralelas aos eixos B ₅	
Falhas ou Fraturas	falhas de empurrão	falhas de empurrão		falhas normais, subverticais com direções: NE-SO, E-O NO-SE	Fraturas subverticais com direções: E-O, NE-SO, NO-SE NON-SSE.
Vergência	para NE	para N	para N	para O	

Tabela 1 - Descrição das feições estruturais relacionadas às fases de deformação propostas por Ladeira e Viveiros (1984).

eventos deformacionais nas rochas supracrustais da região (tabela 1). O evento D₁ estaria restrito às rochas do Supergrupo Rio das Velhas. A atuação dos domos gnáissicos teria contribuído durante as fases D₃, D₄ e D₅.

Quade (1985) identificou quatro eventos deformacionais na evolução estrutural do Quadrilátero Ferrífero. No primeiro evento teriam atuado esforços compressivos na direção nordeste-sudoeste com a ascensão do Complexo Bação e evolução de grandes

estruturas. Durante o segundo evento, o diastrofismo Minas, de idade pós-Itacolomi, teria ocorrido intenso cisalhamento com transporte tectônico generalizado de sudeste para noroeste, seguidos por "solid state doming" dos blocos do embasamento periféricos ao Quadrilátero Ferrífero. O terceiro evento ter-se-ia processado sob um campo de esforços este-oeste, com o desenvolvimento de dobramento e falhamento na direção norte-sul. O último evento deformacional em nível crustal superior teria gerado falhamento e fraturamento generalizado.

Alkmim et alii (1988) propõem modelo polifásico para a evolução estrutural do Quadrilátero Ferrífero, estando o inventário estrutural dos três principais eventos deformacionais identificados pelos autores sumarizados na tabela 2. Durante o evento D_1 teriam evoluído as feições estruturais mais penetrativas e evidentes nas rochas do Supergrupo Minas e Itacolomi. D_1 corresponderia ao evento de maior intensidade de deformação. Estruturas D_1 na escala regional teriam, em grande parte, sofrido rotações ou obliteração total durante o evento D_2 . As seguintes megaestruturas D_1 teriam mantido sua orientação original, nordeste-sudoeste com vergência para noroeste: o Sinclinal Gandarela, o Anticlinal da Conceição, a metade nordeste do Sinclinal Ouro Fino, a zona de cisalhamento da Serra do Curral, as dobras de cavalgamento do interior do Nappe do Itacolomi, nos arredores de Ouro Preto e parte das grandes estruturas do distrito de Monlevade e Itabira. A evolução dos Sistemas de falhas Fundão e Engenho também estaria relacionada à D_1 .

Durante D_2 a ativa ascensão de blocos do embasamento em conjunto, ou uns contra os outros, teriam segundo Alkmin et alii op. cit. contribuído para a evolução do Domo do Bação, do Arqueamento Rio das Velhas, do Anticlinal de Mariana - São Bar-

Deformação Magnitude	Baixa	D ₁ Alta	D ₂	D ₃
Tipos de Dobras	Flexurais-Monocli- nicas	Cisalhamento/Flexu- ral, Fechada a Iso- clinal, Assimétrica/ a Ortorrômbica, muito inclinada	Flexurais Monocli- nicas e dobras sub-regionais	Dobras Monocli- nicas, "en Chevron" Kinks
Direção de Esforços	SE-NO (vergência NO)		Vertical	E-O (vergência?)
Eixo de Dobras	B ₁ =SO/0-20 e NE/0-20	B ₁ =NO ou SE subho- rizontal	B ₂ =dir. O-E	B ₃ =dir. N-S
Foliação	S ₁ =xistosidade SE/15-45	S ₁ =fol. milonítica/ xistosidade.SE/0-10/ Transposição de S ₀ para S ₁ .	Foliação localizada	S ₃ =clivagem de cre- nulação, clivagem de fratura. 265-350/60-30.
Falhas/Fra- turas	Empurrão e caval- gamento	Empurrão e cavalga- mento com geração de zonas miloníti- cas. SE/10-50	Inversas e de Em- purrão.	Empurrão, Normais e Juntas.
Lineação	L ₁ (S ₀ /S ₁)//B ₁ , Min. e Estiramen- to de seixos per- pendicular a B ₁	L ₁ (S ₀ /S ₁)//B ₁ , min. e Estiramento de seixos//B ₁	Localizada	L ₃ Crenulação
Tectônica Vertical			Ascensão de blocos do embasamento em estado sólido	(?)

Tabela 2 - Dados estruturais compilados para a região do Qua-
drilátero Ferrífero (Alkmim et alii, 1988, em Endo 1988,
tab.11, p 26)

tolomeu, dos Sinclinais Moeda-Dom Bosco, do Domo de Caeté, do
Domo de Bonfim, do bloco alto de Santa Ria - Rio Acima e do blo-
co alto de Bela Vista.

Marshak & Alkmim (1989) propõem modelo tectônico para a evo-
lução da porção sul do Cráton do São Francisco durante o Prote-
rozóico. A tabela 3 sumariza os dados estruturais do modelo
proposto para a região do Quadrilátero Ferrífero.

	D ₁	D ₂	DE	D ₃
Natureza do Evento	compressional, mais intenso, caracterizado pela associação dobra - falha de empurrão	compressional "shallow-crustal"	extensional	compressional caracterizado pela associação dobra falha de empurrão
Megaestrutura associada		Nucleação do Sinclinal Dom Bosco		Movimentação do Complexo Bação para O, que se coloca sobre as sequências Minas e Rio das Velhas. Geração do anticlinal de Mariana e Arqueamento Rio das Velhas.
Dobras	Dobras meso e megasópicas com vergência para NO. Dobras mesoscópicas são tipicamente inclinadas e assimétricas	Dobras normais abertas com caimento para E, afetam a xistosidade D ₁ .		Assimétricas flexurais com vergência para O direção N-S.
Foliação	Foliação planoaxial com direção NE-SO e mergulhos para SE, correspondendo à xistosidade filítica	clivagem espaçada		foliação com direção N-S foliação milonítica na porção O da borda do Complexo Bação
Lineação	Lineação mineral com caimento para SE			
Metamorfismo associado	Primeira fase de metamorfismo regional			metamorfismo progressivo na fácies xisto Verde

Tabela 3 - Dados estruturais para a região do Quadrilátero Ferrífero (Marshak & Alkmim, 1989).

II.4 - Geocronologia e Metamorfismo

Idades radiométricas arqueanas 3.000 a 2.750 m.a. são des-

critas para o embasamento do Supergrupo Rio das Velhas e Minas (Teixeira, 1982). Herz (1970) obteve dados geocronológicos indicando idade 2.790 M.a. para xistos do Supergrupo Rio das Velhas. Essas idades se aproximam daquelas obtidas por Machado et alii (1989) (2.776 + 23/-10 M.a.) para rochas vulcânicas félsicas do Grupo Nova Lima. Quanto às rochas do Supergrupo Minas, Machado et alii (opus cit.) identificam a idade radiométrica de 2.125 +/-4 M.a. como máxima para a deposição da Formação Sabará (topo do Supergrupo Minas).

A análise e integração de dados petrográficos, estruturais e geocronológicos têm levado a um consenso quanto à atuação nas rochas do Quadrilátero Ferrífero, de uma história Tectono-Termal policíclica (Guimarães et al., 1966, Herz, 1970, Cordani et alii, 1976, Cordani et alii, 1980, Ladeira et alii, 1983, Schorscher, 1979).

Os principais eventos tecto-metamórficos descritos são:

- em torno 2.700 M.a. - Acresção crustal e retrabalhamento da crosta anterior, deformação e metamorfismo envolvendo o complexo do embasamento e Supergrupo Rio das Velhas. (Cordani et alii, 1976, Teixeira, 1982, Teixeira et alii, 1985). As condições metamórficas da fácies xisto verde predominaram durante esse evento (Herz, 1970, Cordani et alii, 1980, Ladeira et alii, 1983, Brito Neves et al., 1979, este em Inda et alii, 1984).

- em torno de 2.100 M.a. - Deformação associada a intensa recristalização sintectônica, atingindo o Supergrupo Minas e rochas mais antigas (Cordani et alii, 1976, Teixeira, 1982, Teixeira et alii, 1985). Corresponde ao evento Transamazônico denominado orogênese ou diastrofismo Minas na região do Quadrilátero Ferrífero, sendo o principal evento metamórfico a afetar as rochas da região. O grau de metamorfismo aumenta progressivamen-

te de oeste para leste desde a fácies xisto verde inferior até a fácies anfibolito (Guimarães, 1965, Miranda Barbosa, 1962, Dorr et al., 1959, Roeser, 1979 em Ladeira et alii, 1983, Ladeira, 1980, Inda et alii, 1984).

- 1.100 - 1.300 M.a.- Teixeira (1982) e Teixeira et alii (1985), identificam na borda sul do Cráton do São Francisco idades radiométricas nesse intervalo, correlacionado-as ao ciclo Uruaçuano. No Quadrilátero Ferrífero, Marshak & Alkmim (1989) associam a esse ciclo um evento deformacional que se processou sob condições de pressão e temperatura da fácies xisto verde, em um metamorfismo regressivo.

- em torno de 500 M.a - Atuação nas rochas do Quadrilátero Ferrífero de evento tectono-termal relacionado ao ciclo Brasileiro (Cordani et alii, 1976, Teixeira, 1982, Teixeira et alii, 1985). Marshak & Alkmim (1989) descrevem a atuação durante esse período, de fase metamórfica progressiva cujas condições máximas de pressão e temperatura atingiram a fácies xisto verde superior (caracterizada pela assembléia Cianita-muscovita-quartzo).

II.5 - Trabalhos Anteriores

A presença de sulfetos de Pb e Zn nas proximidades do Morro do Bule, foi descrita já em 1906 por Senna. Essa mineralização foi estudada posteriormente por diversos autores (Boa Nova, 1929 e 1930, Guimarães, 1934, Guimarães e Coelho, 1946 a e b). A presença de euclásio próximo a Hargreaves também foi registrada (Guimarães e Alves de Souza, 1932).

O primeiro levantamento geológico sistemático da região central do Sinclinal Dom Bosco a reunir dados estratigráficos, me-

tamórficos, estruturais, e de geología econômica foi efetuado por Johnson, (1962), dentro do convênio DNPM/USGS, que mapeou as quadriculas Dom Bosco e parte da quadricula Ouro Branco na escala 1:25.000 (Mapa Geológico Dom Bosco/Ouro Branco).

De acordo com Johnson (op. cit.), o Supergrupo Rio das Velhas está representado na região por xistos predominantemente alterados para vermelho, quartzo-sericita-filito com magnetita, clorita, turmalina e, subordinadamente, granada, e xistos verdes com intrusões de rochas graníticas. O autor reconheceu que as rochas do Supergrupo Rio das Velhas sofreram, pelo menos, uma fase de deformação a mais que aquelas que compõem o Supergrupo Minas.

Johnson (op. cit.) ressalta que na quadricula Dom Bosco, o Supergrupo Minas apresenta maior contribuição clástica em relação ao resto do Quadrilátero Ferrífero. Observou ainda que as formações nessa quadricula mostram-se descontínuas.

No Grupo Caraça aquele autor mapeou sericita-quartzito, sericita-conglomerado e quartzo-sericita-xisto, incluindo os quartzitos da Serra do Ouro Branco nesse grupo. Identificou itabiritos na Formação Cauê e dolomito, dolomito itabirítico, itabirito, filito e xisto (além de raros afloramentos de xisto verde) na Formação Gandarela, ambas pertencentes ao Grupo Itabira. No Grupo Piracicaba, mapeou filitos com xisto grafitoso, xisto verde, quartzito, quartzito ferruginoso e dolomito subordinadamente. Situou o metamorfismo regional nas fácies xisto verde e albita-epídoto-anfibolito, sendo definidas as zonas da clorita e biotita. A assembléia mineralógica característica é composta de quartzo, sericita, clorita (cloritóide e epídoto). A cianita foi interpretada como tendo origem hidrotermal. Estruturalmente, Johnson, op. cit., descreveu dobras apertadas,

"plastic flow", de material dos flancos para as regiões axiais, falhas de empurrão, e "tear faults" como evidência de fortes compressões, citando o "trend" este-oeste para as dobras. O autor não individualizou fases de deformação.

Guerreiro (1972) realizou prospecção aluvionar aplicada na região, encontrando elevadas concentrações de xenotímeo nas proximidades de Dores da Bela Vista, além de outros 31 minerais descritos pelo autor.

Herz (1978) situa a área sul da quadrícula Dom Bosco nas zonas da clorita e biotita, e cita a assembléia mineralógica mais comum, representada por quartzo, clorita e muscovita, tendo observado biotita, cloritóide ou epidoto e raramente albita, em algumas rochas pelíticas.

Pires et alli (1984) propuseram revisão estratigráfica da Formação Gandarela no sinclinal Dom Bosco, que ficaria então subdividida em uma Unidade Inferior, em contato gradacional com o Itabirito Cauê, constituída por magnetita-clorita-xisto, cloritito e talco-xisto que gradam para muscovita-sericita-xisto, e uma Unidade Superior onde predominam sericita xistos, ocorrendo o horizonte BT ("Brown Terrena" de Olsen, 1971) no topo. Ainda na zona de topo da Formação Gandarela, definiram nível de cloritóide-quartzito de cor verde, a que denominaram "Horizonte Quilombo". A evolução polifásica para a porção nordeste do Sinclinal Dom Bosco em três fases sucessivas de deformação, D_1 , D_2 e D_3 (relacionadas à ascensão do Complexo Bação), foi também descrita:

D_1 - Dobras F_1 isoclinais e intrafoliais com clivagem ardossiana S_1 ocupando posição paralela aos seus planos axiais. S_1 é usualmente paralela a S_0 . Lineação de interseção (S_1/S_0), e lineação mineral mergulham de 5 a 25° para direções entre 090 e

100°. D_1 teria se processado em regime dúctil, tendo coincidido com a neomineralização de micas, fengíticas e cloríticas, e topázio.

D_{2c} - Dobras abertas a apertadas recumbentes a simétricas, com eixos mergulhando de 30 a 40° para 100-135°. Forte clivagem de crenulação S_{2c} mergulhando para sul-sudeste. É proposto regime de transição, dúctil-rúptil para o desenvolvimento de D_{2c} .

D_{3a} - Dobras abertas, com planos axiais (S_{3a}) subverticais mergulhando para oeste, e eixos mergulhando para sul (180-210) entre 0 e 20°. Forte clivagem de crenulação. Vergência para este.

Quéméneur (1984) estudando a região de Rodrigo Silva descreveu quatro fases de deformação:

D_1 - Formaram-se dobras isoclinais, com planos axiais (S_1) sub-horizontais e eixos com mergulho entre 10 e 30° para 90°E/120°E SE. S_1 corresponde a uma xistosidade de fluxo com reorientação completa de muscovita e poligonização de quartzo.

D_{2c} - Evoluiu xistosidade plano axial (S_{2c}) com texturas fluidais e cataclásticas com rumo norte-sul ou noroeste-sudeste, e vergência para oeste. As dobras F_{2c} são isoclinais com eixos mergulhando de 40 a 60° para 150-160°SE.

D_{3a} - Formou-se sistema de crenulações, associado a feição planar pouco penetrativa mergulhando de 65 a 85° para oeste. Os eixos D_{3a} mergulham de 20 a 30° para norte ou para sul.

D_4 - Desenvolveram-se dobras cilíndricas com planos axiais (S_4) verticais ou subverticais na direção média 110°E. Os eixos dessas dobras mergulham de 0 a 30° para 105-113°E.

O autor individualizou cinco eventos metamórficos, sendo que os quatro primeiros associados às fases de deformação:

- Metamorfismo pré-Minas - processou-se na fácies anfiboli-

ta-biotita-xisto e é marcado pela presença da biotita e muscovita.

- Metamorfismo associado à D_1 - desenvolveram-se pequenas palhetas de muscovita e clorita e quartzo foi recristalizado.

- Metamorfismo pós- D_1 - formou cianita e cloritóide

- Metamorfismo associado à D_{22} - Análogo ao associado à D_1

- Metamorfismo pós-tectônico de contato - possivelmente relacionado à formação de pirofilita e topázio.

Quéméneur (1985) situou o evento metamórfico à cloritóide e à cianita no final da fase de deformação D_{22} de acordo com as relações entre os cristais destes minerais, e as xistosidades S_1 , S_2 , S_3 e S_4 .

Pires e Fraga (1985) descrevem gnaisses cataclásticos e miloníticos, e faixas métricas de xisto verde, sericita-xisto, quartzo xisto e quartzito puro, próximo a Dores da Bela Vista, definindo o Complexo Bela Vista. Esta área foi mapeada anteriormente (Johnson, 1962) como quartzitos do Grupo Caraça cortados por diques máficos e veios de quartzo.

Pires e Teixeira (1985) delineiam a isógrada da cianita a norte da localidade de Hargreaves.

CAPÍTULO III

DESCRIÇÃO DAS LITOLOGIAS DA REGIÃO DO MORRO DO BULE

III.1 - Introdução

Ocorrem na região, sequências litológicas correlacionáveis ao complexo do embasamento, ao Supergrupo Rio das Velhas e ao Supergrupo Minas.

O embasamento cristalino, representado pelo gnaisse do Complexo Bela Vista, ocupa aproximadamente 3% da área mapeada.

Os Supergrupos Rio das Velhas e Minas, abrangendo respectivamente 17 e 80% da área, são compostos de metassedimentos, predominando, em ambos, os metapelitos.

As sequências litológicas identificadas correspondem a conjuntos alóctones tectonicamente empilhados. A ordem desse empilhamento é inversa àquela observada na coluna estratigráfica aceita para o Quadrilátero Ferrífero, ou seja, na região estudada, o gnaisse se superpõe às rochas do Supergrupo Rio das Velhas, que, por sua vez, estão sobrepostas àquelas do Supergrupo Minas.

As diversas unidades litológicas individualizadas no Supergrupo Minas, assim como as litologias diferenciadas na sequência Rio das Velhas (Mapa Geológico - apêndice 1) apresentam-se lateralmente descontínuas, dispendo-se comumente em lentes tectônicas. A ordem na qual as unidades ocorrem pode variar.

A figura 6 ilustra o quadro estratigráfico da área, proposto a partir da correlação com a estratigrafia regional. Deve-se ressaltar que a sequência de empilhamento apresentada para as unidades litológicas individualizadas no Grupo Piracicaba não tem conotação estratigráfica. Essas unidades mantêm contatos tectônicos e sua correlação com as formações definidas no citado grupo não apresentou caráter conclusivo.

Os dados sobre espessura das unidades litológicas são ainda, em geral, desprovidos de qualquer significado estratigráfico já que, frequentemente, essas unidades são limitadas por superfícies de falhas.

Apesar da intensa atividade tectônica registrada nos metasedimentos estudados, esses apresentam, com certa frequência, texturas e estruturas de origem sedimentar.

As rochas observadas foram classificadas de acordo com Winkler (1977). Nos casos onde texturas sedimentares estão em evidência, foi adicionado o prefixo meta à denominação da rocha, classificada, então, segundo Pettijohn et al. (1973).

Os termos camadas e lâminas foram utilizados da seguinte forma:

- camada muito grossa - > 1m
- camada grossa - 30cm - 1m
- camada média - 10 - 30cm
- camada fina - 1 - 10cm
- laminação - < 1cm

A escala granulométrica utilizada nas descrições litológicas é a de Udden e Wentworth (em Tucker, 1985), tomando-se como base a classe das areias.

Para as texturas metamórficas foi utilizada a terminologia descrita por Bard (1985).

PROTEROZOICO	
SUPERGRUPO MINAS	
GRUPO PIRACICABA	UN.LIT. UN.LIT. UN.LIT. UN.LIT. UN.LIT. UN.LIT. UN.LIT. A B C D E F G H FILITO CARBONÁTICO QUARTZITO, MÉDIO, MARRON A NEGRO DOLOMITO COM INTERCALAÇÕES DE CLORITA-FILITO ITABIRITO SERICITA-QUARTZITO A QUARTZITO CINZA C/ INTERC. DE FILITO CARBONOSO. FILITO CARBONOSO C/ INTERCALAÇÃO DE SERICITA-QUARTZITO FILITO CINZA SERICITA-FILITO COM INTERCALAÇÕES DE VARIOS TIPOS DE FILITO QUARTZITO, MÉDIO, BRANCO ACINZA, GERALMENTE HEMATÍTICO, COM INTERCALAÇÕES DE FILITO PRATEADO
GRUPO ITABIRA	FORM. GANDARELA FILITO CARBONÁTICO, CLORITA-FILITO E SERICITA-FILITO FORM. CAUÊ ITABIRITO DOLOMÍTICO COM INTERCALAÇÕES DE DOLOMITO
GRUPO CARACA	FORM. BATATAL FILITO CINZA ESCURO FORM. MOEDA QUARTZITO, MÉDIO, BRANCO A AMARELADO
ARQUEANO	COMPLEXO DO SUPERGRUPO RIO DAS VELHAS QUARTZO-(CLORITA)-SERICITA-FILITO, FILITO E QUARTZO-FILITO ESVERDEADO. OCORREM INTERCALAÇÕES DE QUARTZITO BRANCO, FORMAÇÃO FERRÍFERA MAGNÉTICA E TURMALINITO GNAISSE

Figura 6 - Quadro estratigráfico para a região do Morro do Bule. A sequência de empilhamento das unidades litológicas no Grupo Piracicaba não apresenta conotação estratigráfica. Contato estratigráfico:-----; contato tectônico:-----.

III.2 - Complexo do Embasamento

No extremo este da região ocorre área de exposição de gnaissse do Complexo Bela Vista, correspondendo a um segmento do embasamento cristalino do Supergrupo Minas. Nessa sequência gnáissica, ocorrem intercalações métricas de xisto verde, prováveis remanescentes do Supergrupo Rio das Velhas.

As rochas do Complexo Bela Vista mergulham para este-nordeste, sobre o Supergrupo Rio das Velhas. O contato é tectônico, marcado pela presença de texturas miloníticas, falhas, e enxames de veios de espessuras milimétricas, compostos de material argiloso.

Boas exposições de gnaissse em estado fresco ocorrem em lajes no leito do córrego situado imediatamente a sul de D.Lavrinha (ponto 294, 10360E, 4.600S e 679, 10250E, 4610S, apêndice I). Em estado alterado, pode ser observado em inúmeros afloramentos, ao longo da estrada que atravessa a citada localidade.

O gnaissse é leucocrático, grosso a muito grosso. Seus constituintes essenciais são o k-feldspato, o plagioclásio, a muscovita e a biotita. Subordinadamente ocorrem clorita, zircão e minerais opacos. A composição do gnaissse é granítica, sendo sua textura variável. Pode apresentar-se foliado com porfiroclastos de feldspato compondo aproximadamente 15% da rocha. K-feldspato predomina largamente sobre plagioclásio nos porfiroclastos. A matriz contém quartzo, k-feldspato, plagioclásio, muscovita e biotita. Milonitos ocelares (tipo augen gnaissse) foram observados. Espécimens menos deformados, com foliação pouco desenvolvida mostram grandes grãos (2 a 7mm) de k-feldspato (aproximadamente 60% da rocha) microfalhados, em matriz composta de quart-

zo, k-feldspato, plagioclásio, muscovita e biotita.

III.3 - Supergrupo Rio das Velhas

Na porção este e sudeste da região ocorre uma sequência na qual filitos predominam, interpretada por Johnson (1962) como integrante do Grupo Piracicaba. Existem no entanto, nesses filitos, registros de pelo menos uma fase de deformação (D_1) e metamorfismo (M_1) pré-Minas (vide itens IV-3 e V-1). Esse fato desabona a interpretação de Johnson (1962) e indica a correlação da citada sequência litológica com o Supergrupo Rio das Velhas.

Os filitos Rio das Velhas mergulham para nordeste sobre os metassedimentos do Supergrupo Minas, mantendo com esses contato tectônico caracterizado por inúmeros pontos tríplexes (vide mapa geológico - apêndice 1).

Duas associações litológicas ocorrem de forma intercalada no Supergrupo Rio das Velhas, tendo sido correlacionadas ao Grupo Nova Lima:

A - Quartzo-(clorita)-sericita-filito, cloritito, granada-quartzo-clorita-biotita-xisto, quartzito branco, formação ferrífera magnética, quartzito e turmalinito;

B - Filito e quartzo-filito esverdeados quartzito micáceo e xisto alterado para vermelho.

Quartzo-(clorita)-sericita-filito predomina na associação A. Pode ser observado em estado pouco alterado ou fresco, nos pontos 4a, 62 e 64b (B.050E, 2.840S; B.860E, 3.400S; e B.930E,

3.560S, apêndice I), embora se encontre comumente bastante alterado.

Com exceção da parte nordeste do mapa, é a associação A que está em contato com o Supergrupo Minas.

Boas exposições das litologias que compõem a associação B ocorrem ao longo do perfil que une os pontos 592 e 599 (8.260E, 5.530S; e 8.680E, 5.960S, apêndice I) na porção sul da área de afloramento do Grupo Nova Lima.

Associação - A

Quartzo-(clorita)-sericita-filito com turmalina, apresenta coloração cinza ou cinza esverdeado e granulometria fina. Quando alterado adquire, comumente, coloração amarelada, acastanhada e/ou avermelhada.

O quartzo pode perfazer até 30% da rocha, mas nunca ultrapassa a soma dos minerais micáceos presentes. É comum que a sericita predomine sobre clorita. No entanto, a situação inversa foi observada diversas vezes. A turmalina e os minerais opacos são os acessórios mais frequentes. Epidoto, zoizita e feldspato são pouco frequentes.

Quartzo com contatos poligonais, geralmente não apresenta extinção ondulante. A clorita apresenta coloração verde ou castanha. A turmalina, castanha a verde, está frequentemente zonada graças à presença de inclusões de minerais opacos no núcleo dos grãos, ou a variações na sua cor.

Varieties cloríticas, gradam a clorita-quartzitos.

São os seguintes os tipos litológicos subordinados existentes na associação A:

1) Cloritito verde, fino e maciço ocorre a norte da locali-

dade de D.Lavrinha (ponto 204, 9.710E, 3.510S, apêndice I). Os minerais acessórios são quartzo e minerais opacos.

2) Granada-quartzo-clorita-biotita-xisto, observado fresco a oeste de D.Lavrinha (ponto 381, 9.990E, 4473S apêndice I), apresenta coloração cinza escura esverdeada e granulometria média. Altera para xisto cor de vinho com lâminas finas de material oxidado ocreoso. Como minerais acessórios ocorrem turmalina e muscovita.

3) Quartzito branco médio ocorre em pequenas lentes até 2 por 5m ou em duas grandes lentes de 70 por 450m e 120 por 1300m de dimensões aparentes. É composto essencialmente de quartzo e ocasionalmente sericita. Sericita e mica de coloração verde forte (muscovita ?), são acessórios. A rocha apresenta textura granoblástica.

4) Nas proximidades do contato com o Supergrupo Minas ocorrem lentes de formação ferrífera. Laminação ou acamamento fino são conferidos pela alternância de lâminas ou camadas quartzosas, com outras onde óxidos de ferro predominam. Essa litologia foi observada sempre bastante alterada. Frequentemente, a erosão foi mais atuante nas lâminas ou camadas quartzosas, ressaltando as ricas em óxidos de ferro. Nos pontos 202 e 703 e proximidades (9.970E, 3.680S e 8.990E, 4.620S, apêndice I) ocorre rocha magnética com lâminas de coloração cinza chumbo, compostas de óxidos de ferro e outras claras, ricas em quartzo.

5) Magnetita-quartzito cinza, médio, foi identificado a oeste de D.Lavrinha. Seus constituintes essenciais são quartzo (70%) e magnetita (30%). A muscovita, ocorre como mineral acessório. A variação na porcentagem de grãos de magnetita (medindo de 0,1 a 1mm) confere laminação ou acamamento fino à rocha.

6) Turmalinito negro fino, a muito fino, foi observado a sul

e sudeste do Morro do Bule (pontos 655, 7.450E, 4.200S; 658, 7.490E, 4.260S; 608, 8.780E, 5.000S; 702, 8.880E, 4.850S; e 786, 8060E, 2980S apêndice 1). Aparece em blocos ou pequenos afloramentos de até 1m. É composto essencialmente de turmalina e quartzo. A turmalina é marrom a caramelo, às vezes caramelo esverdeado e frequentemente zonada. As zonas são definidas pela variação na cor ou pela presença de inclusões de minerais opacos na borda dos grãos.

Associação - B

Na associação B predominam filito e quartzo-filito verde claro e fino, com grânulos ou "rods" de quartzo, em média de 0,3-0,5mm (ausentes nas rochas da associação A). São compostos basicamente de sericita verde clara e quartzo. Turmalina, amarela a castanha clara ocorre como mineral acessório. Epidoto é escasso.

Essas rochas de coloração verde clara estão intercaladas a quartzito micáceo, além de filito e xisto, geralmente alterados para vermelho.

III.4 - Supergrupo Minas

No Supergrupo Minas foram identificados tipos litológicos correspondentes aos grupos Caraça, Itabira e Piracicaba.

As Formações Moeda e Batatal (Grupo Caraça), Cauê e Gandarela (Grupo Itabira) delineiam o Sinformal Alto da Pedra Sabão na porção sudeste da área, mantendo aí contatos, em grande parte, de natureza estratigráfica.

Estruturalmente acima do Grupo Itabira ocorre sequência variada, correspondente ao Grupo Piracicaba, que ocupa a porção central e nordeste da área. Nessa sequência, as unidades individualizadas mantêm contatos de natureza tectônica. A correlação entre tais unidades e aquelas definidas regionalmente para o Grupo Piracicaba é discutida no item IV.4.3.9.

III.4.1 - Grupo Caraça

No Grupo Caraça foram individualizadas as Formações Moeda e Batatal. A tabela 4 resume a mineralogia das litologias presentes nessas unidades.

III.4.1.1 - Formação Moeda

A Formação Moeda é constituída de quartzito branco a amarelado, médio. Ocasionalmente ocorrem lâminas ou acamamento fino a médio, de quartzo-filito ou filito de coloração cinza claro.

Essa unidade dispõe-se em camada dobrada seguindo as rochas do Grupo Nova Lima no núcleo do Sinformal Alto da Pedra Sabão. Em geral, forma cristas com, afloramentos contínuos de quartzito, sustentando altos topográficos.

O quartzito Moeda é comumente pobre em minerais micáceos. O quartzo encontra-se poligonizado. Sericita e mica de coloração verde forte (muscovita ?) são acessórios. Quartzo-filito intercalado ao quartzito Moeda é composto, essencialmente, de quartzo, sericita, clorita e minerais opacos. Como mineral acessório ocorre cloritóide.

FORMAÇÃO	QUARTZ	SERICITA	CLORITA	BIOTITA	TURMALINA	CLORITOIDE	EPIDOTO
BATAIAL	##	##	##	##	##	##	##
FORMAÇÃO	##	##	##	##	##	##	##
MOEDA	##	##	##	##	##	##	##

Tabela 4 - Mineralogia das litologias presentes nas formações Moeda e Bataial, Grupo Caraca (* mineral essencial) (mineral acessório) () mineral raramente observado).

FORMAÇÃO	QUARZ	CARBON	SERICITA	CLORITA	BIOTITA	PLAGIO	EPIDOTO	GOETSCHE	CLINOQUILIMANITA	TURMALINA	MINERAL ACCESÓRIO	HEMATITA	MAGNETITA
ITABIRA	##	##	##	##	##	##	##	##	##	##	##	##	##
FORMAÇÃO	##	##	##	##	##	##	##	##	##	##	##	##	##
MOEDA	##	##	##	##	##	##	##	##	##	##	##	##	##
CAUÊ	##	##	##	##	##	##	##	##	##	##	##	##	##

Tabela 5 - Mineralogia das litologias identificadas no Grupo Itabira (* mineral essencial) (mineral acessório) () mineral raramente observado).

III.4.1.2 - Formação Batatal

A Formação Batatal encerra filito cinza escuro, muito fino, com brilho untuoso. Quando alterado adquire cores amareladas e acastanhadas.

Bons afloramentos são raros. No entanto, nas proximidades do ponto 666 (7.040E, 4.040S, apêndice I), o filito Batatal pode ser observado em estado pouco alterado.

É composto essencialmente de sericita e clorita, ou sericita e biotita, que somam mais de 90% da rocha, e quartzo. Como minerais acessórios estão presentes biotita e/ou turmalina.

Foram observados ainda na Formação Batatal, quartzito cinza médio (ponto 810, 5.900E, 3.670S, apêndice I), e quartzo-filito rico em óxido de ferro (ponto B41, 6.010E, 4.290S).

III.4.2 - Grupo Itabira

Na região estudada, foram identificadas no Grupo Itabira, as formações Cauê e Gandarela. A mineralogia dessas formações, está resumida na tabela 5.

III.4.2.1 - Formação Cauê

A Formação Cauê é composta de itabirito dolomítico com intercalações e lentes de dolomito de até 130m de espessura.

Boas exposições de itabirito dolomítico podem ser observadas no Alto da Pedra Sabão, ou ao longo do perfil que une os pontos

175 e 180 (6.200E, 3.930S e 6.200E, 3.640S apêndice 1). Nesse perfil ocorrem ainda intercalações com até 3m de espessura de magnetita-quartzito cinza, quartzito branco e clorita-filito.

Itabirito Dolomítico

Trata-se de rocha laminada ou acamadada, cinza, fina a média. Lâminas ou camadas finas, com coloração cinza clara, ricas em dolomita e quartzo, alternam-se com aquelas cinza chumbo, ricas em hematita micácea. Por vezes, camadas finas, dolomíticas mostram internamente lâminas hematíticas finas ou muito finas. O itabirito dolomítico apresenta intenso brilho metálico, conferido pelas hematitas micáceas.

Os constituintes essenciais são carbonatos, quartzo, hematita e magnetita, em quantidades variadas. Carbonatos podem compor de 20 a 60% da rocha, quartzo de 10 a 30%, e a soma dos minerais opacos de 20 a 40%. Os minerais acessórios são: clorita, epidoto, sericita e Goetita (escassa).

Nas lâminas ou bandas ricas em carbonato e quartzo, a textura da rocha é granoblástica, tendendo a poligonal em mosaico. Já naquelas ricas em hematita especular, a textura é lepidoblástica.

O carbonato presente no itabirito dolomítico é predominantemente a dolomita ferruginosa (E.M.P.Pires inf.verbal).

A hematita está presente em palhetas de 0,1 a 0,5mm, ou em grãos com seções retangulares, nesse caso, substituindo quase completamente a magnetita. Inclusões de minerais não opacos são comuns em ambos os tipos de hematita.

Magnetita em grãos de seção retangular ou com forma irregular, têm bordas substituídas por hematita e frequentes inclusões

de minerais não opacos.

Dolomito

A Formação Cauê encerra, dolomitos, geralmente muito finos, com colorações cinza (predominante), branco leitoso ou róseo. Podem variar de maciços a acamadados ou laminados. Localmente aparecem grânulos e seixos, subangulosos a subarredondados, de quartzito cinza, quartzo de veio e filito, em matriz dolomítica alterada (ponto 815, 6.540E, 3.510S, apêndice I).

O dolomito maciço é geralmente acinzentado e pode conter quartzo e sericita como minerais acessórios. Dolomita ferruginosa corresponde ao mineral carbonático predominante, sendo que calcita está presente em raros grãos.

Veios, de até 30cm de espessura, (Senna 1906) mineralizados em sulfetos de Pb e Zn, cortam o dolomito maciço.

O dolomito bandado, ao contrário do maciço, é rico em minerais opacos. É composto essencialmente por carbonatos, quartzo e minerais opacos. Como acessórios ocorrem clorita, biotita, sericita e talco (?). A textura é geralmente granoblástica.

Os corpos dolomíticos mais proeminentes localizam-se nas proximidades do Morro do Bule, podendo alcançar até 150 por 230m de espessura e comprimento respectivamente. Nessa região as lentes de dolomito estão marcadas por altos topográficos, e entre elas ocorre solo argiloso de coloração marron escura (solo dolomítico Johnson, 1962) e, ocasionalmente, filito hematítico alterado.

Uma camada (15m de espessura) de metarenito dispõe-se no topo das duas lentes de dolomito localizadas mais a norte, na região do Morro do Bule (próximo ao contato com a Formação Ganda-

rela). O metarenito (que corresponde a um metarcósio) é constituído por microclina e plagioclásio (que somam 10%) e quartzo (89%). Sericita ocorre como mineral acessório. A origem clástica dos feldspatos presentes é clara. Em muitos casos, o limite original do grão foi, em grande parte, preservado. A figura 7 mostra grãos de feldspato com crescimento epitaxial (diagenético ou metamórfico) onde uma linha marcada por material opaco, de granulometria muito fina, divide o feldspato de origem clástica daquele secundário. A foto 1 ilustra grãos de feldspato com zonas internas truncadas pelo limite clástico do grão.

III.4.2.2 - Formação Gandarela

A Formação Gandarela encerra dolomito e vários tipos de filito.

A sequência filítica inclui filito carbonático, sericita-filito, e clorita-filito, tendo sido mapeada de acordo com a predominância de um desses tipos litológicos. Em algumas regiões, devido à ausência de afloramentos de rocha fresca, não foi possível a identificação do tipo de filito presente. Nesses casos a sequência foi mapeada como filito não diferenciado.

A sequência filítica Gandarela mantém contato, estratigráfico, gradacional, com as rochas da Formação Cauê, na parte sul da área. Esse contato pode ser observado em um perfil entre os pontos 670 e 673 (6.270E, 3.090S e 6.110E, 3.060S, apêndice I). Dentro da sequência filítica, começam a aparecer intercalações métricas de dolomito que se espessam, progressivamente, à medida em que se tornam mais hematíticas, até que a rocha grade completamente a um itabirito dolomítico. Na porção norte da área as

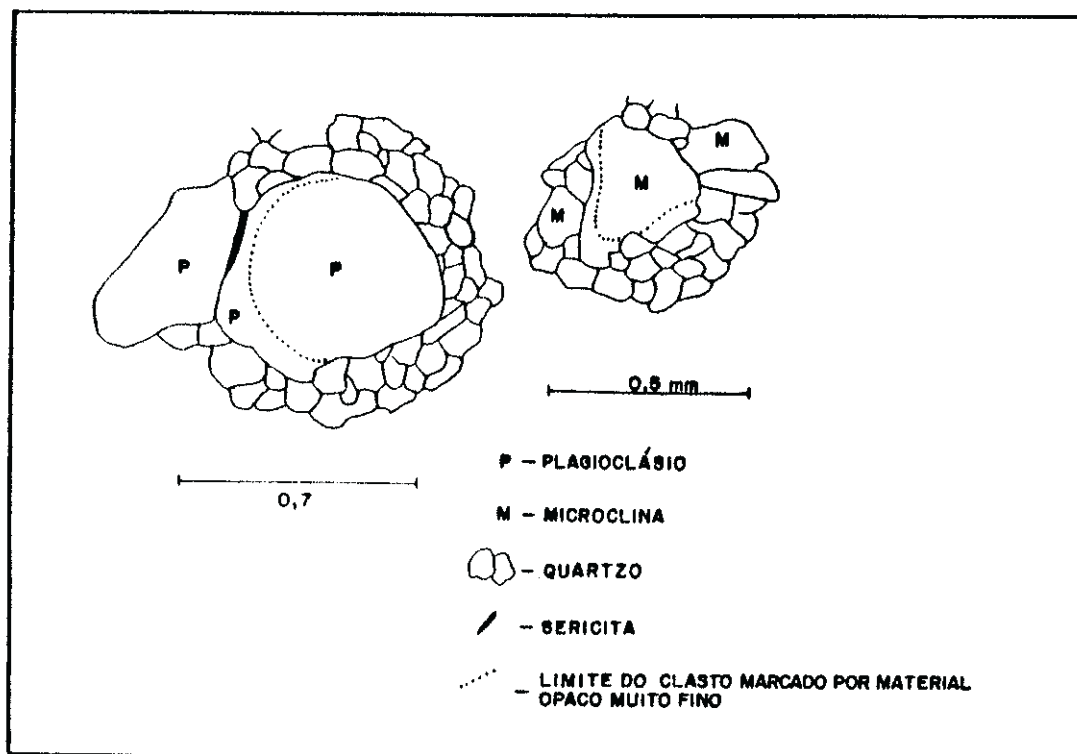


Figura 7 - Grãos de feldspato com linha marcada por material opaco, dividindo feldspato de origem clástica daquele secundário. Subarcósio, Formação Cauê, ponto 218 (7.770E, 3.760S, apêndice I).

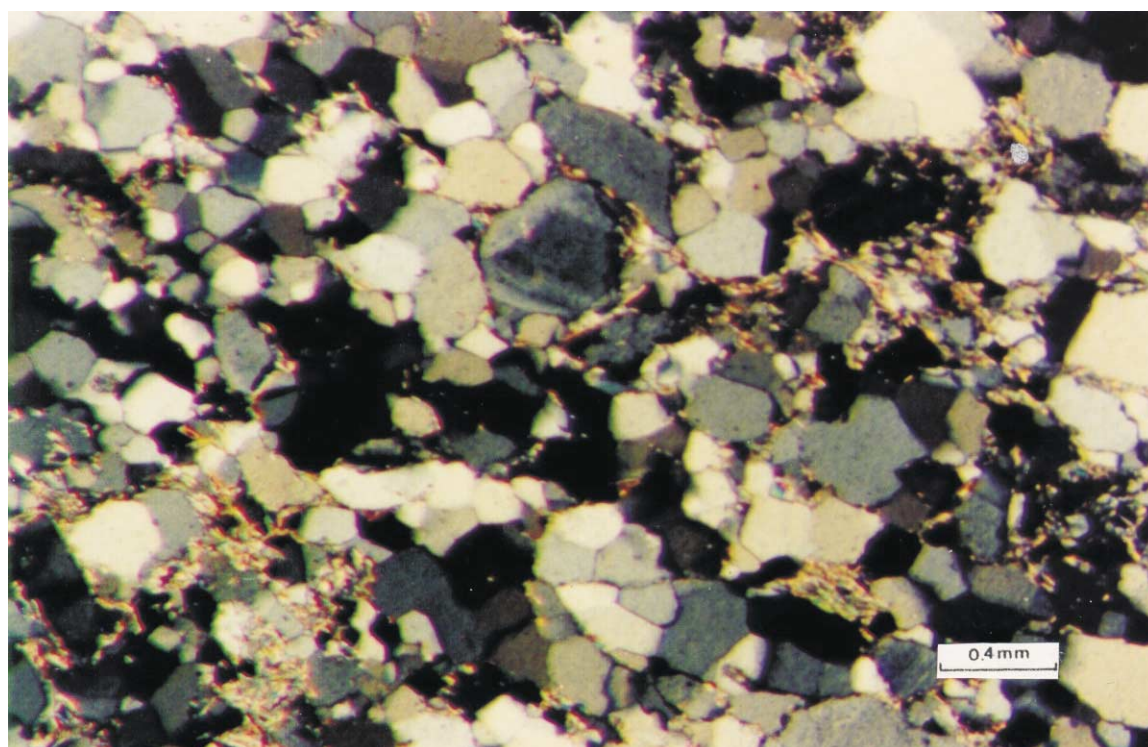


Foto 1 - Feldspato com zonas internas truncadas pelo limite clástico do grão. Subarcósio, Formação Cauê, ponto 218 (7.770E, 3.760S apêndice I).

Formações Gandarela e Cauê mantêm contato tectônico. A natureza tectônica também caracteriza o contato entre a sequência Gandarela e as rochas do Grupo Piracicaba.

Filito carbonático

Bons afloramentos de filito carbonático distribuem-se ao longo do córrego que nasce imediatamente a norte do Morro do Bule e segue para oeste (pontos 733, 6.910E, 3210S, a 670, 6.270E, 3.090S, apêndice I).

O filito carbonático é cinza claro ou esverdeado, fino a médio. Frequentemente mostra lâminas claras, ricas em quartzo e carbonato, e escuras, ricas em minerais micáceos.

Quando alterado adquire coloração amarelada. Seus principais constituintes são: carbonato (70% a 90%), quartzo (6 a 20%), sericita e clorita, sendo que clorita predomina sobre sericita. Plagioclásio, turmalina e minerais opacos são acessórios comuns. Biotita foi raramente observada.

Carbonato ocorre em pequenos grãos, geralmente achatados medindo de 0,1 a 0,3mm na sua maior dimensão; ou em grandes grãos de até 3mm com formas irregulares.

Quartzo dispõe-se em grãos comumente poligonais medindo até 0,5mm.

Os minerais micáceos, atingem até 0,3mm. Clorita ocorre ainda em agregados lenticulares, junto com quartzo.

A origem clástica de parte dos grãos de feldspato é comprovada pela presença de zonas internas truncadas pelo limite desses grãos. (fig. 8)

No pacote de filito carbonático ocorrem intercalações de sericita-filito, quartzo-filito, quartzito carbonático e quartzito

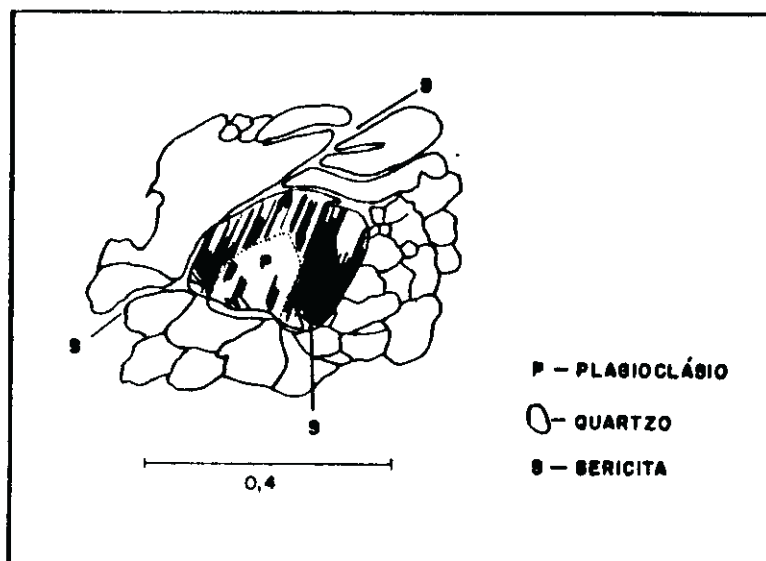


Figura 8 - Feldspato com zonas internas truncadas pelo limite clástico do grão. Em filito carbonático, Formação Gandarela, ponto 723 (6.510E, 3.130S, apêndice I).

branco a marron. Existem ainda lentes de dolomito. A maior dessas lentes (a oeste do Morro do Bule), com 70 por 170m, de dimensões aparentes, é encimada por camada (15m de espessura) de quartzito branco.

Clorita-filito

Pode ser observado em boas exposições nas proximidades dos pontos 857 e 858 (4.500E, 3.160S e 4.410E, 3.200S, apêndice I).

Apresenta coloração verde e granulometria fina. Quando alterado adquire cor vermelha ou vinho. Epidoto e clinozoizita ocorrem como minerais acessórios, sendo escassos o quartzo, a sericita e minerais opacos. Ocorrem intercalações métricas a decamétricas de sericita-filito, quartzito cinza e clorita-quartzito.

Dolomito

Na porção norte da área, dolomito predomina na Formação Gandarela, contendo aí, frequentes intercalações (até à escala métrica) de clorita-filito e itabirito dolomítico. Essa sequência litológica pode ser observada em inúmeras exposições no leito do córrego que segue para nordeste (a norte da EFUM), passando pelos pontos 891 e 987 (2.600E, 680S e 2.180E, 120S, apêndice I).

Na região sul o dolomito ocorre em duas grandes lentes, de 250 por 2000m e 700 por 3400m, de dimensões aparentes. A maior delas ultrapassa os limites da área estudada. Itabirito dolomítico está associado à lente menor.

O dolomito é cinza claro a escuro, muito fino, mostrando comumente laminação e ou acamamento fino. As lâminas e camadas são marcadas pela variação na cor da rocha (cinza escuro a branco).

No ponto 879 (4.220E, 540S, apêndice I) ocorre camada com 4m de espessura, de dolomito cor de creme com seixos e calhaus arredondados a subarredondados de quartzito cinza e dolomito róseo e creme claro (foto 2).

Carbonatos predominam chegando a compor 99% da rocha. Quartzo chega a 10% em algumas amostras, e a soma dos minerais micáceos, sericita, clorita e biotita pode atingir 16%. Epidoto e minerais opacos estão ocasionalmente presentes, como acessórios.

A textura do dolomito é granoblástica.

III.4.3 - Grupo Piracicaba

No Grupo Piracicaba, foram individualizadas oito unidades



Foto 2 - Dolomito com seixos e calhaus de quartzito (proeminentes) e dolomito, em contato com dolomito acamadado e laminado. Formação Gandarela, ponto 879 (4.220E, 540S, apêndice I).

litológicas A, B, C, D, E, F, G e H, que puderam ser mapeadas na escala de 1:10.000. A ordem de empilhamento dessas unidades varia ao longo da área como ilustram os perfis de AA' a MM' (apêndices de 3 a 7). A sequência na qual tais unidades são descritas baseia-se tão somente na ordem geral em que afloram na porção noroeste da região, a partir do contato com o Grupo Itabira. Dessa forma, partindo-se do citado contato em direção ao topo estrutural da sequência, foram definidas as seguintes unidades:

Unidade Litológica A - Quartzito médio, branco a cinza, geralmente hematítico com intercalações de filito cinza a prateado.

Unidade Litológica B - Sericita-filito com intercalações de vários tipos de filito.

Unidade Litológica C - Filito cinza.

Unidade Litológica D - Sequência quartzítica: sericita-quartzito, quartzito e quartzo-filito cinza, com intercalações de filito carbonoso cinza escuro à negro;

- Sequência filítica: filito carbonoso cinza a negro, com intercalações, pouco frequentes, de sericita-quartzito, quartzo-filito, quartzito cinza e lentes de quartzito negro.

Unidade Litológica E - Itabirito.

Unidade Litológica F - Dolomito com intercalações de clorita-filito.

Unidade Litológica G - Quartzito marron a negro.

Unidade Litológica H - Filito carbonático.

O contato entre as unidades é comumente tectônico.

A tabela 6. resume a mineralogia das litologias mapeadas no Grupo Piracicaba.

GRUPO PIRACICABA

UNIDADES LITOLÓGICAS	QUARTZO	CARBO-	SERICITA	CLORITA	BIOTITA	TURMALINA	CLORITA	ILUMING-	EPIDOTO	TRENOLITA	MIM.	OPACOS	HEMATITA	MAGNE-	IGOEIITA
E															
LITOSTRATIGRÁFICAS	INATO														
H FILITO CARBONÁTICO	0	C	S	Cl	Bi							0			
G QUARTZITO MARRON	0		S											H	G
F DOLOMITO	0	C	S	Cl	0		Ca	Ep	Tr	0					
E ITABIRITO	0													H	M
SERICITA-QUARTZITO															
e QUARTZITO-FILITO	0		S	Cl	(Bi)	T		(Ep)				0			
CINZA															
D															
FILITO CARBONOSO															
CINZA ESCURO	0		S	Cl	Bi	T		Ep				0			
NEGRO															
C FILITO-CINZA	0		S									0			
SERICITA-FILITO	0		S	Cl		T	Cl	Ep				0			
B															
CLORITOIDE-QUARTZITO	0		S									0			
A QUARTZITO	0		S	Cl			Cl							H	

Tabela 6 - Mineralogia das litologias individualizadas no Grupo Piracicaba (* mineral essencial) (mineral acessório) () mineral raramente observado).

III.4.3.1 - Unidade A

A Unidade A aflora na parte noroeste da área. Ocorre ainda em quatro lentes, duas localizadas no extremo nordeste, e duas no extremo oeste da região.

É constituída de quartzito, branco a cinza, com intercalações de lâminas até camadas grossas de filito e quartzo-filito cinza. Comumente, as rochas dessa sequência são caracterizadas por brilho prateado, conferido pela presença de hematita especular. No extremo oeste da região aflora lente da Unidade A, onde predomina filito hematítico, com intercalações subordinadas de quartzito cinza a negro.

Os quartzitos são médios a grossos, sendo comum a ocorrência de grânulos de quartzo. Hematita especular, sericita, clorita e cloritoide são os minerais acessórios presentes.

Localmente ocorre na Unidade A conglomerado com seixos e calhaus de filito cinza, quartzo e quartzito branco e cinza em matriz de quartzito grosso e coloração cinza (ponto 332, 2.480E, 1.140S, apêndice I).

Estratificação, cruzada plana (pontos 849, 4.090E, 710S, 850, 4.510E, 540S, apêndice I) e cruzada acanalada de pequeno porte (ponto 850, fotos 3 e 4) foram identificadas. As estruturas sedimentares observadas indicam que no ponto 850 o topo estratigráfico dessa unidade está voltado para norte-nordeste.

III.4.3.2 - Unidade B

Aflora em faixa contínua que cruza a área de noroeste a nordeste e em duas lentes, respectivamente, nos extremos oeste e

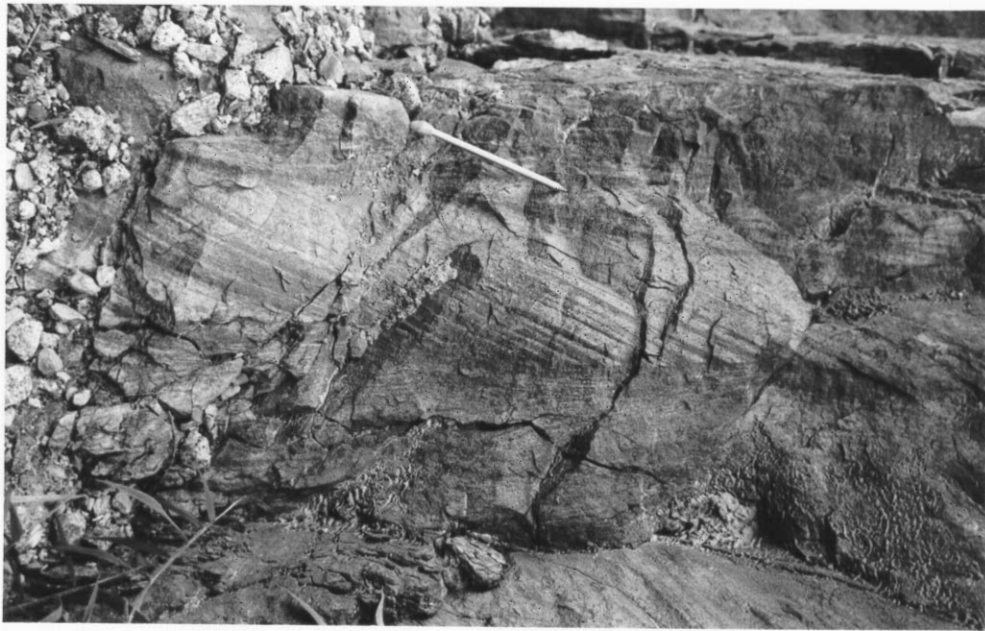


Foto 3 - Estratificação cruzada tabular em quartzito da Unidade E, ponto 850 (4.510E, 540S apêndice I).



Foto 4 - Estratificação cruzada acanalada de pequeno porte em quartzito da Unidade E, ponto 850 (4.510E, 540S apêndice I).

nordeste da região.

Inclui grande variedade de tipos de filito que podem ser observados ao longo do caminho que passa pelos pontos 346 e 498 (7.720E, 2.440S e 7.770E, 3.150S, apêndice I). O filito mais frequentemente observado, é um sericita-filito, cinza claro, fino a médio. Quando alterada, essa litologia adquire coloração amarelada. A presença de mineral alterado (não identificado) com hábito prismático, medindo até 1mm de comprimento, é comum no sericita-filito. A ocorrência de veios de quartzo (geralmente concordantes com a foliação principal da rocha) com até 1m de espessura é frequente.

Subordinadamente, ocorrem na Unidade B filito cinza, filito hematítico prateado, filito esverdeado com aspecto talcoso, filito carbonoso, filitos alterados para cores variando de amarelados a vermelho escuro. Foram ainda observados nas proximidades do Morro do Gabriel lentes com até 20 por 270m de de dimensões de quartzito negro e cloritóide-quartzito.

O sericita-filito é constituído essencialmente de sericita e quartzo. Como minerais acessórios ocorrem cloritóide, turmalina e minerais opacos, geralmente magnetita.

Cloritóide-quartzito é composto essencialmente de quartzo clorita e/ou sericita e cloritóide. Turmalina e minerais opacos são acessórios.

III.4.3.3 - Unidade C

Aflora em quatro lentes tectônicas ao longo da área (apêndice 1). Encerra filito cinza claro à escuro, fino a muito fino.

O filito é em geral maciço mas pode conter lâminas ou cama-

das finas de material branco de granulação muito fina. Quando alterado adquire tonalidades amareladas ou rosadas. Localmente contém manchas de redução (pontos 820, 2.160E, 1.090S, 1304, 1.330E, 1.040S e 1320, 1.580E, 970S, apêndice I). Apresenta-se comumente muito pouco foliado.

É composto essencialmente de sericita. Quartzo e minerais opacos são os minerais acessórios presentes.

Filito cinza fresco ou pouco alterado pode ser observado em boas exposições ao longo da estrada de Ferro da RFFSa, a este de Hargreaves.

Dentro da Unidade C, ocorrem lentes de até 40 por 200m, de quartzito cinza a negro.

III.4.3.4 - Unidade D

Integram a Unidade D duas sequências litológicas, uma quartzítica, outra filítica.

Sequência Quartzítica

Na região do Morro do Bule, ocorre sequência composta de sericita-quartzito e quartzo-filito, de coloração cinza, com lâminas ou camadas finas de filito carbonoso.

As litologias quartzosas são médias, por vezes grossas. O filito carbonoso, cinza escuro a negro é muito fino, e mostra aspecto fosco. Por vezes, deixa na mão resíduo muito fino, com a cor da grafita.

Essa sequência de coloração caracteristicamente cinza, mostra exposições contínuas nas proximidades do Morro do Bule. Ao

longo da drenagem, que segue do ponto 770, em direção ao 785a (8.740E, 3.900S e 8.450E, 4.370S, apêndice I), pode-se também observar afloramentos, praticamente contínuos, de rocha fresca, ou pouco alterada dessa mesma sequência litológica.

Nas proximidades do contato superior com sericita-filito da Unidade B, a sequência quartzítica cinza torna-se francamente conglomerática, com grânulos e seixos de quartzo, em matriz de quartzito grosso. Nessa região, as intercalações de filito carbonoso estão ausentes.

Na faixa de afloramento que segue para oeste-noroeste, (apêndice 1) a norte do Morro do Bule, a sequência de quartzo-filito a quartzito cinza, dá lugar, ao longo do rumo a um pacote de quartzito pouco micáceo, de granulometria fina a grossa, com lâminas e camadas finas de filito cinza claro e verde, este frequentemente rico em magnetita. Nos pontos 80, 117 e 118 (9.660E, 3.400S; 7.720E, 3.490S; 7.700E, 3.500S apêndice I) ocorrem boas exposições desse pacote.

A faixa de afloramentos mencionada acima, acunha a oeste, ao longo do contato com rochas filíticas da Formação Gandarela. Seguindo-se mais a oeste, ao longo desse contato, aflora lente de quartzito branco a amarelado com intercalação de filito cinza claro a escuro. Essa sequência litológica (de quartzito branco a amarelado) foi tentativamente correlacionada à Unidade D.

O quartzo-filito, o sericita-quartzito e o quartzito cinza, são compostos essencialmente de quartzo e sericita. Os minerais acessórios presentes são turmalina e minerais opacos. Clorita, bintita e epidoto foram ocasionalmente observados.

Sequência Filítica

Aflora em lentes, estando a maior delas localizada na porção oeste da área. Encerra filito carbonoso negro ou cinza escuro, muito fino, com brilho pouco intenso que lhe confere aspecto fosco. O manusear de amostras deste tipo litológico frequentemente deixa na mão resíduo de coloração cinza escuro e granulometria muito fina.

Quando alterado, o filito carbonoso assume coloração marron avermelhada (mais comum), lembrando cor de chocolate, ou acastanhada.

O filito carbonoso da sequência filítica é idêntico àquele que se intercala a quartzito, sericita-quartzito e quartzo-filito de coloração cinza, descrito na sequência quartzítica da Unidade D.

Quartzito, sericita-quartzito e quartzo-filito cinzas, foram raramente observados dentro do pacote de filito carbonoso, na porção oeste da área estudada. Ocorre nessa região, no entanto, grande lente de quartzito negro, medindo 220 por 2.500m.

Já na faixa de filito carbonoso que aflora na parte nordeste da região, intercalações das litologias de coloração acinzentada (ou branca) da sequência quartzítica são frequentes. Ocorrem nessa região camadas com 15m de espessura de conglomerados com calhaus e matações de quartzito branco e cinza (medindo de 10 a 30cm de comprimento) em matriz de quartzo-filito cinza escuro.

Nas outras lentes de filito carbonoso, ocorrem camadas métricas de quartzito negro e intercalações de quartzo-filito.

O componente essencial do filito carbonoso é a sericita. Em alguns casos, quartzo pode estar presente também como mineral essencial. Como minerais acessórios ocorrem turmalina, quartzo,

clorita, biotita, epidoto e minerais opacos.

III.4.3.5 - Unidade E

Na porção oeste da região ocorre área de exposição de itabirito, individualizado na Unidade E. A rocha é fina a média, sendo caracterizada pela alternância de lâminas, finas a grossas, claras, ricas em quartzo, e outras cinza chumbo, ricas em minerais opacos.

A análise petrográfica de lâminas delgadas polidas revelou que as lâminas claras são compostas essencialmente de quartzo e as escuras, de hematita especular e magnetita.

III.4.3.6 - Unidade F

Colorações cinza claro e branco leitoso, predominam no dolomito da Unidade F, embora bonitas tonalidades de cor de rosa tenham sido observadas nos pontos 524 e 1195 (5.660E, 2.070S e 5.240E, 2.120S apêndice I). A rocha é maciça ou, menos comumente, mostra acamamento fino conferido pela variação no teor de quartzo e minerais opacos.

A granulometria é fina. A oeste do Morro do Gabriel, ao longo do perfil entre os pontos 530 e 1194 (5.530E, 1.710S e 5.290E, 2.120S apêndice I), é comum a presença de lâminas ou camadas grossas de cumingtonita-quartzito marron. A cumingtonita, dispondõe-se em belas estruturas arborescentes. Localmente, cumingtonita-quartzito predomina sobre dolomito, tendo sido nesse caso individualizado.

Lâminas de minerais micáceos são frequentes no dolomito dessa unidade enquanto aquelas ricas em pirita ocorrem localmente. Intercalações métricas de clorita-filito foram identificadas a norte da Fazenda Rodeio (ponto 1240, 4.000E, 1.820S, apêndice I) e ao longo da estrada que liga Hargreaves ao Morro do Gabriel.

O carbonato compõe, geralmente, mais de 96% da rocha. Como minerais acessórios estão presentes sericita, quartzo, clorita, biotita e/ou stilpnomelana (Pires 1989, inf. verbal), epidoto, cumingtonita, Ca-Mg-anfibólio e minerais opacos. A textura do dolomito é geralmente granoblástica.

III.4.3.7 - Unidade G

Nas proximidades do Morro do Gabriel ocorre quartzito ferruginoso, marron a negro, maciço, incluído na Unidade Litológica G. A alteração desta rocha produz coloração avermelhada.

Esse pacote, pobre em bons afloramentos está comumente encimado por superfície de canga, especialmente a sudoeste da lavra de topázio do Morro do Gabriel.

É composto de grãos de quartzo grossos, em matriz de goetita com raros grãos de hematita e sericita, sem orientação preferencial.

III.4.3.8 - Unidade H

Filito carbonático da Unidade H aflora na porção nordeste da área. Localmente ocorrem intercalações de dolomito, com até 30m de espessura.

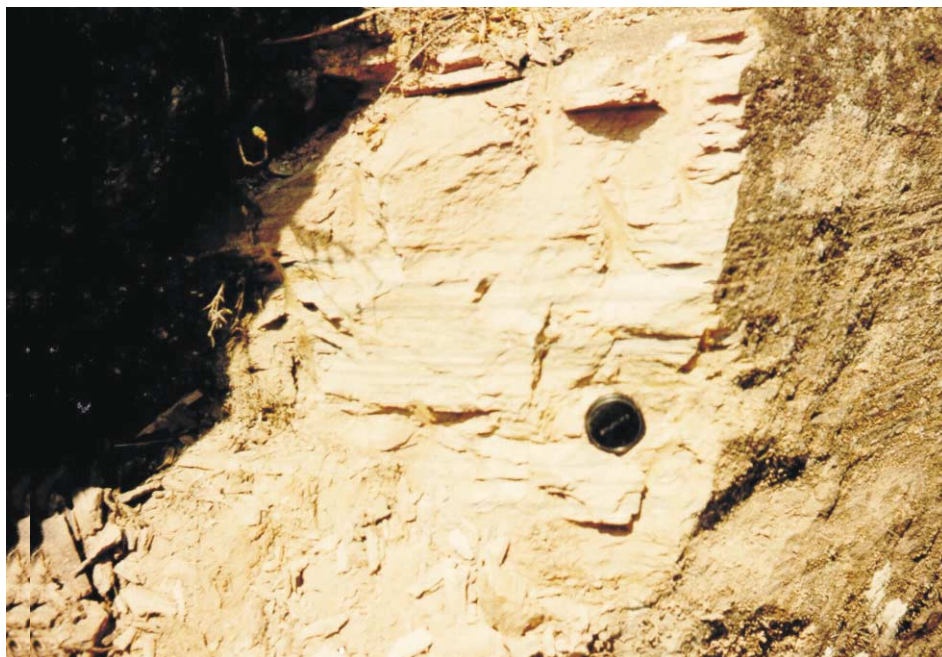


Foto 5 - Filito carbonático da Unidade H, alterado. Lâminas ou camadas finas com coloração cinza-esverdeado alternam-se com outras brancas, ponto 106 (5.810E, 620S apêndice I).

O filito carbonático é cinza escuro, fino a muito fino. Alternam-se camadas finas, maciças, com outras laminadas. Quando alteradas, as lâminas ou camadas adquirem, alternadamente, uma combinação entre duas ou mais dentre as seguintes colorações: castanho, ocre, marrom esverdeado, negro, amarelo.(foto 5)

Exposições contínuas e frescas ocorrem ao longo do leito do córrego que passa pelos pontos 449, 450 (6.430E, 750S; 6.330E, 750S apêndice 1) a oeste de Hargreaves, ou na escarpa sul do alto topográfico localizado a norte da localidade do Morro do Gabriel. Em estado alterado esta litologia pode ser observada ao longo da estrada de ferro da RFFSA a este de Hargreaves ou em numerosos afloramentos, na estrada que cruza o extremo nordeste da área.

O filito carbonático é composto essencialmente de minerais carbonáticos, que perfazem mais de 80% da rocha e de quartzo. Em alguns casos, sericita ou biotita ocorrem como minerais essenciais. Os minerais acessórios presentes são: sericita, biotita, clorita, e minerais opacos.

A biotita pode estar parcialmente substituída por clorita.

Ao longo da drenagem localizada no extremo norte da área, foram observadas intercalações, de até 30m de espessura aparente, de dolomito (pontos 1341, S.400E, 320S; 1342, S.160E, 290S; 1343, 4.990E, 260S, apêndice I). O dolomito, creme clara ou cinza, encerra laminae ou camadas finas de filito carbonático. No ponto 1343, ocorre bela exposição de dolomito branco leitoso, com seixos, de dolomito levemente esverdeado.

Lentes de quartzo-filito e quartzito cinza de até 10 por 20m, ocorrem encaixadas no filito, ao longo da ferrovia RFFSA.

III.4.3.9 - Correlação com as Unidades litoestratigráficas descritas regionalmente para o Grupo Piracicaba.

O grupo Piracicaba encerra, da base para o topo, as formações Cercadinho, Fecho do Funil, Taboões, Barreiro e Sabará (Dorr II, 1969). A identificação inequívoca dessas formações na área estudada foi dificultada pela ausência, aí, de contatos estratigráficos entre as litologias individualizadas naquele grupo. Com base nas similaridades constatadas, no entanto, algumas correlações puderam ser feitas.

A sequência, frequentemente hematítica, de quartzito com intercalações de filito, que compõe a Unidade Litológica A, é correlacionável à Formação Cercadinho. É provável que o quartzito

negro, Unidade Litológica G, represente também essa formação.

O filito cinza e filito carbonático, Unidades C e H, respectivamente, correspondem aos tipos litológicos comumente descritos na Formação Fecho do Funil, que deve incluir, ainda, o sericita-filito, individualizado na Unidade Litológica B.

Finalmente, o filito carbonoso que domina a sequência filítica da Unidade Litológica D apresenta similaridades com o filito grafitoso que ocorre na Formação Barreiro. A sequência quartzítica incluída na mesma unidade, no entanto, não foi descrita nesta formação, sendo duvidosa sua correlação.

Dolomito e itabirito, individualizados nas Unidades F e E respectivamente, apresentam correlação incerta, não sendo descartada a hipótese de representarem parte do Grupo Itabira.

III.5 - Ocorrências minerais

A área do Morro do Bule e Hargreaves é caracterizada por variada gama de ocorrências e depósitos minerais. Mn-óxidos e sulfetos de Pb e Zn já foram explorados na região. Ocorrência de euclásio também é conhecida nas proximidades de Hargreaves (Guimarães e Alves de Souza, 1932). Merece posição de destaque, no entanto, a presença de mineralizações de topázio imperial, explorado em mina a céu aberto (pelo menos entre 1985 e 1986) na localidade do Morro do Gabriel.

Topázio

Ocorre em meio a material argiloso de coloração marron (brown terrena, b.t., Olsen, 1971) em tonalidades claras a escu-

ras, associado a quartzo em cristais bem formados e, menos frequentemente, a hematita especular e muscovita.

A Unidade litológica B (onde sericita-filito predomina) encerra 18 dos 42 afloramentos de b.t. identificados, estando os 24 restantes incluídos em intercalações filíticas na sequência quartzítica da Unidade litológica A e E, na Unidade C e na porção filítica da Formação Gandarela.

Na lavra de topázio do Morro do Gabriel, o b.t., ou simplesmente "terreno" como é conhecido pela população local, alcança até 40 cm de espessura sem intercalação de filito (ao nível da observação possível em 1986) estando encaixado em sericita-filito ou filito hematítico (Unidade B) nas proximidades do contato com quartzito ferruginoso (Unidade F). Texturas de brecha tectônica e a presença de espelhos de falha repletos de estrias, caracterizam o "terreno" nesta lavra.

Na Unidade C, o b.t. ocorre nas proximidades de camada quartzito ferruginoso, de coloração marrom a negra, a nordeste de Hargreaves, ou associado a intercalações de filito hematítico.

Filito esverdeado encaixa o b.t. na Unidade E, estando frequentemente associado a veios de quartzo com até 30cm de espessura. Na Unidade F o "Terreno" está encaixado em hematita-filito.

Na Formação Gandarela b.t. está tipicamente associado a filito esverdeado (aparentemente talcoso) e veios de quartzo de até 50cm de espessura.

CAPÍTULO IV

ESTRUTURA DA REGIÃO DO MORRO DO BULE

IV.1- Introdução

A análise estrutural de terrenos deformados se inicia com o mapeamento geológico-estrutural e o estudo da forma, extensão e disposição espacial das feições estruturais (Turner & Weiss, 1963). Esse estudo, denominado análise geométrica, visa estabelecer as relações tridimensionais entre as estruturas tectônicas observadas, e, se possível, esclarecer a sequência temporal relativa de desenvolvimento de tais estruturas (Hobbs et alii, 1976). O estabelecimento de um quadro evolutivo para a deformação e o metamorfismo, constitui importante objetivo no estudo de terrenos polideformados (Mosher & Helper, 1988).

A utilização de critérios de superposição e correlação estruturais (Hobbs et alii, 1976, Jardim de Sá e Hackspacher, 1982, Williams, 1985 e Mosher & Helper, 1988), permite a caracterização de grupos ou gerações de feições estruturais formados em distintos intervalos de tempo. O intervalo de tempo durante o qual apenas uma geração de estruturas foi formada é denominado fase de deformação (Hobbs et alii., 1976).

Nesse primeiro estágio foram identificadas na região, quatro gerações de estruturas, relacionadas às fases de deformação D_1 , D_2 , D_3 e D_4 , descritas nos itens IV.3, IV.4, IV.5 e IV.6. A tabela

7 resume os dados estruturais para a área do Morro do Bule e Hargreaves.

O segundo estágio, na pesquisa de terrenos deformados, corresponde à análise cinemática, que visa a reconstruir os movimentos envolvidos na evolução estrutural (Turner & Weiss, 1963, Davis, 1984). Considerações cinemáticas qualitativas são tecidas ao longo do item IV.4.4.3 e IV.4.4.4 e particularizadas no item IV.7 que trata da evolução estrutural da região pesquisada.

Finalmente, a análise dinâmica constitui o último passo da análise estrutural, buscando interpretar os movimentos e tensões responsáveis pela formação das estruturas estudadas (Turner & Weiss, 1963, Davis, 1984). A análise dinâmica se utiliza de dados fornecidos pelas análises cinemática e descritiva, além de dados teóricos e experimentais sobre a reologia das rochas e está além das pretensões deste trabalho.

Com base na homogeneidade de orientações preferenciais de alguns elementos da trama das rochas, desenvolvidos durante as fases de deformação D_{2e} e D_{3e} (elementos lineares D_{2e} e elementos planares D_{3e}), foram individualizados três domínios estruturais (I, II e III), a serem discutidos ao longo do texto.

IV.2 - Terminologia dos Elementos Estruturais

Para os elementos estruturais planares, a terminologia utilizada está de acordo com Davis (1984). As foliações foram classificadas como contínuas (clivagem ardosiana, estrutura filítica ou xistosidade), ou descontínuas (clivagem de crenulação ou espaçada), em função da escala na qual seu caráter em domínios pô-

Fases de deformações associadas	D ₁	D ₂	D ₃	D ₄
DOBRAS		Isoclinais a fechadas s/ raiz, tendendo a similares. Fol. de S. axial (S ₂) 030-070/30-60°. Eixos (B ₂) 080-130/20-35°.	Abertas, (raramente fechadas). Vergência para Sul. Eixos (B ₃) 080-120/10-40°. Desenvolveu-se o Sinformal Alto da Pedra Sabão.	Abertas, assimétricas tendendo à paralelas. S. ax, e eixo (B ₄) em torno de 277/00° e 008/21°.
FOLIAÇÕES	S ₁ - restrita à rochas do Sg. Rio das Velhas.	Sa ₂ - clivagem ardosiada; Sc ₂ - clivagem de crenulação (no Sg. R. das Velhas); localmente, Sm ₂ - fol. milonítica. Sa ₂ , Sc ₂ e Sm ₂ // a S. axial de dobras f ₂ .	Sc ₃ - clivagem de crenulação pouco desenvolvida; ou Se ₃ - clivagem espaçada. Sc ₃ e Se ₃ // S. axial dobras f ₃ .	Sc ₄ - clivagem de crenulação pouco desenvolvida // Sax dobras F ₄ .
LINEAÇÕES		Lm ₂ - Lin. mineral; e/ou Lc ₂ - Lin. de cren. (Lc ₂ restrita ao Sg. R. Velhas); localmente, Le ₂ - Lin. de estiramento min. Lm ₂ , Lc ₂ e Le ₂ // a sub // a B ₂ .	Lc ₃ - Lin. de crenulação // eixos B ₃ .	Lc ₄ - Lin. de crenulação // eixos de B ₄ .
FALHAS E ZONAS DE CISALHAMENTO DÚCTIL		Sistema de empurrões Morro do Bule (SEMB) e localmente zonas de cisalhamento dúctil. Transporte tectônico de E-SE para O-NO.	Falha do Rodeio. Cavaleiro com transporte tectônico provavelmente de norte para sul.	Falhas Inversas observadas na escala mesoscópica.

Tabela 7 - Dados estruturais para a região do Morro do Bule.

de ser identificado, da granulometria dos grãos minerais (no caso das contínuas) e da presença ou não de microdobras (no caso das descontínuas). O termo clivagem espaçada foi usado no lugar de clivagem de fratura empregado por Hobbs et alii. (1976). As clivagens de crenulação foram classificadas como do tipo zonal ou discreta (Gray, 1979).

Quanto aos elementos lineares, foi adotada terminologia compatível com as propostas por Hobbs et alii. (1976) e Davis (1984), sendo descritas ao longo do texto varios tipos de lineação, tais como lineação mineral (localmente com características de estiramento), de interseção, e de crenulação.

Rochas miloníticas foram denominadas, segundo Sibson (1977, em Mitra & Marshak, 1988, p. 214), para referir-se às rochas coesas e foliadas, presentes em zonas de cisalhamento dúctil.

Os símbolos utilizados no texto, para designar as fases de deformação e elementos tectônicos a elas relacionadas, estão listados a seguir:

So - acamamento de origem sedimentar;

Sn - foliação;

San - clivagem ardosiana;

Scn - clivagem de crenulação;

Sfn - superfície de falha;

Ln - lineação;

Lcn - lineação de crenulação;

Lmn - lineação mineral;

Len - lineação de estiramento mineral;

Lin - lineação de interseção;

Dn - fase de deformação;

Fn - geração de dobras relativas à fase de deformação Dn;

B_n - eixo de dobra;

n - eixo de dobra F_n obtido geometricamente através da utilização do diagrama polar de superfície dobrada.

O índice n corresponde a um número inteiro de 1 a 4, que relaciona o elemento tectônico observado, a uma das quatro fases de deformação descritas. O índice o designa a superfície de acamamento sedimentar (S_o).

As atitudes dos elementos planares e/ou lineares foram tratadas estatisticamente com auxílio da rede estereográfica de Schmidt de áreas iguais (hemisfério inferior).

A notação azimutal foi utilizada para orientação espacial de estruturas planares e lineares.

IV.3 - Estruturas Relacionadas à Fase de Deformação D_1

As rochas do Supergrupo Rio das Velhas sofreram pelo menos uma fase de deformação a mais que os metassedimentos do Supergrupo Minas, fato já observado anteriormente na região (Johnson, 1962). A fase de deformação pré-Minas, aqui denominada D_1 , é representada pela foliação S_1 , (fig 9), única feição estrutural identificada, comprovadamente relacionada a mesma.

A foliação S_1 é definida pela orientação preferencial planar a curvilinear de sericita, clorita, agregados microlenticulares de quartzo, turmalina, epidoto e minerais opacos. S_1 pode ser observada em micrólitos, em meio a lâminas onde a foliação S_2 está bastante desenvolvida (fig. 9).

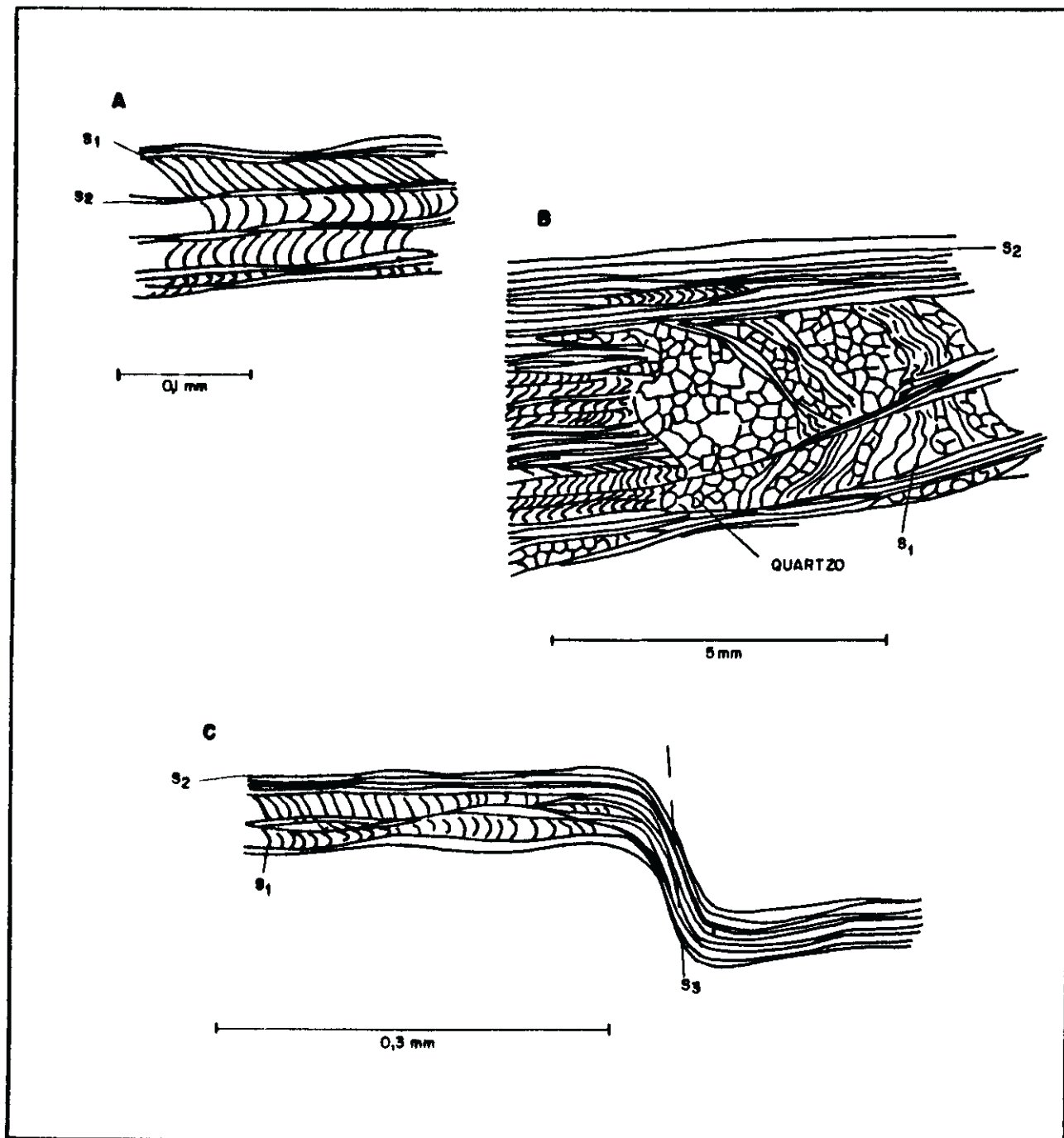


Figura 9 - Relação entre as foliações S_1 e S_2 nas rochas do Supergrupo Rio das Velhas. A, B e C correspondem a amostras de quartzo-sericita-filito dos pontos 4a, 396 e 646 (8.050 E, 2840 S; 8.970 E, 1960 S; e 7.000 E, 4.680 S, apêndice 1), respectivamente. Tanto S_1 como S_2 são definidas pela orientação preferencial planar de sericita, turmalina, minerais opacos não identificados, e agregados lenticulares de quartzo. Em C observa-se clivagem de crenulação do tipo zonal desenvolvida durante D_3 .

IV.4 - Estruturas relacionadas à Fase de Deformação D_m

IV.4.1 - Dobras

A maioria das dobras F_m são mesoscópicas, apresentando dimensões centimétricas a métricas (fig. 10). Ocorrem em geral sem raiz, em sinformais ou antiformais isolados. Apresentam-se preferencialmente em filitos e itabiritos.

Variam de apertadas a isoclinais (Fleuty, 1964) sendo raramente assimétricas. Em perfil, mostram charneira com geometria angular (Mitra e Marshak op. cit.) e flancos planares e subparalelos.

As camadas dobradas segundo F_m apresentam sensível espessamento na charneira e afinamento nos flancos. Dobras F_m tendem a similares.

Em posição paralela a subparalela à superfície axial dessas dobras ocorre a foliação S_m . S_m mergulha geralmente de 20 a 60° para azimutes entre 030 e 070 (fig. 11). A orientação preferencial dos eixos B_m (e demais elementos lineares associados) permite a divisão de área em dois domínios estruturais, I+II e III.

No domínio I+II, B_m apresenta um máximo em torno de 083/20°, e no domínio III em torno de 128/22° (figs. 12 e 13).

A lineação de intersecção L_m , e a lineação mineral, são feições mesoscópicas comumente associadas aos eixos B_m .

Nas rochas do Supergrupo Minas as dobras F_m deformam o acamamento sedimentar (S_0), caracterizado por bandamento composicional e granulométrico. O estudo microscópico das charneiras dessas dobras demonstrou que não há foliação tectono-metamórfica

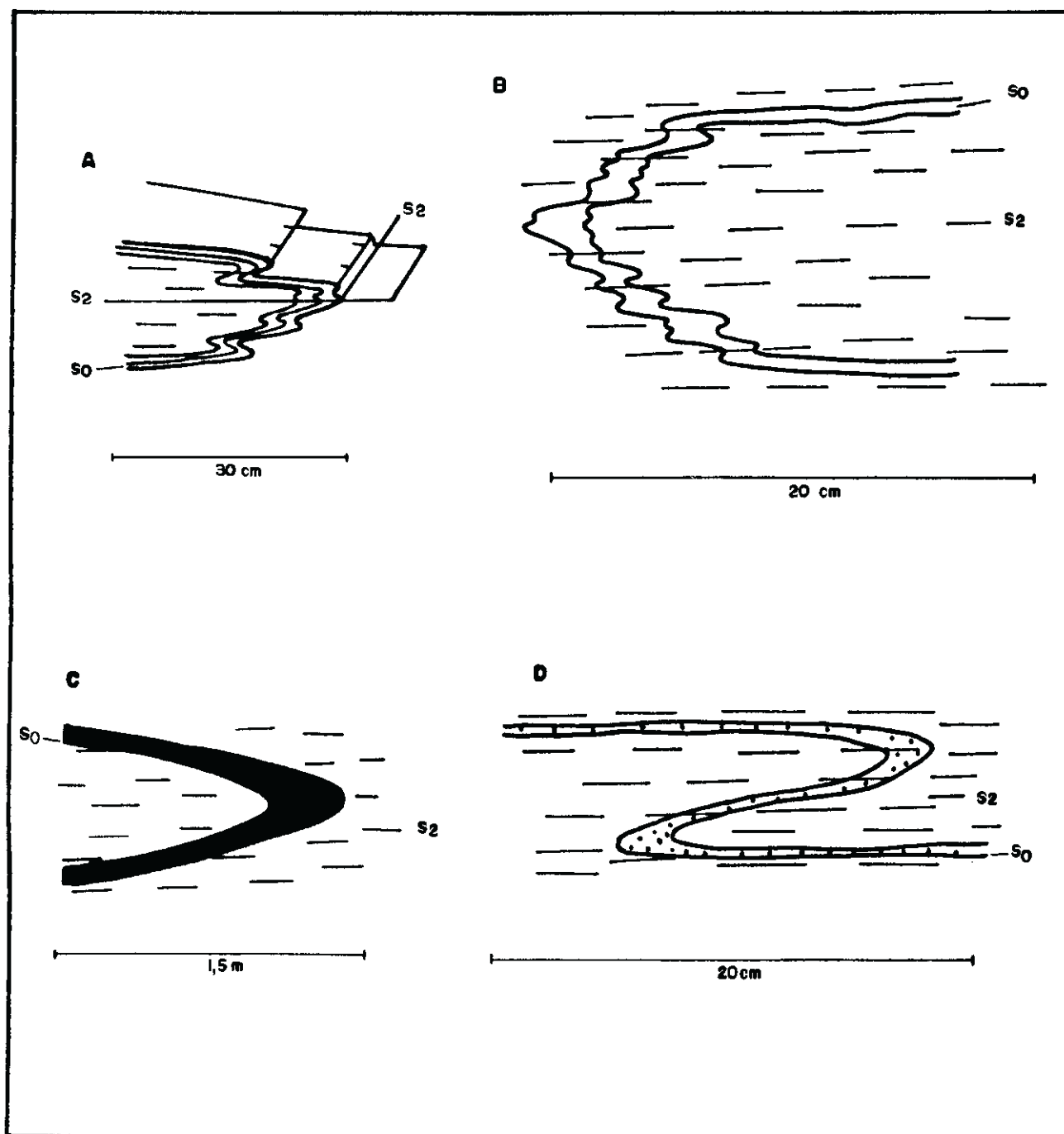
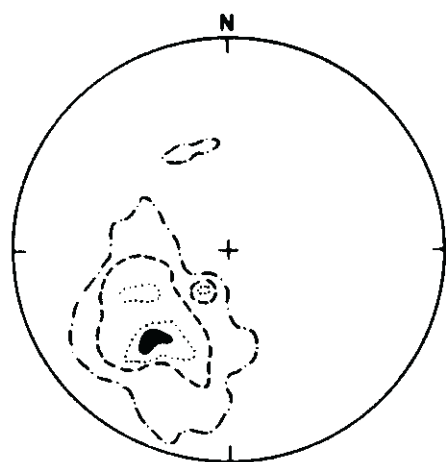


Figura 10 - Dobras F_{22} associadas à clivagem de plano axial, penetrativa (S_{22}). A - em itabirito (Unidade Litológica E) no ponto 1115f (2330 E, 1770 S, apêndice 1); B - em sericita filito com níveis milimétricos de filito branco (Unidade Litológica B) no ponto 301 (840 E, 290 S); C - em filito carbonático com bandamento composicional marcado por forte variação na coloração da rocha (Formação Gandarela) no ponto 725 (6.620 E, 3.200 S); D - em quartzo-sericita-filito do Supergrupo Rio das Velhas no ponto 646 (7.000 E, 4680 S).

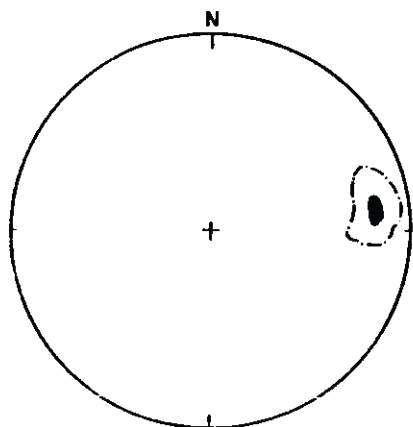


Isolinhas - 2%
 - 4%
 - 6%
 - 8%

845 medidas

Máx. de S_2 041/47°

Figura 11 - Estereograma de polos de S_2

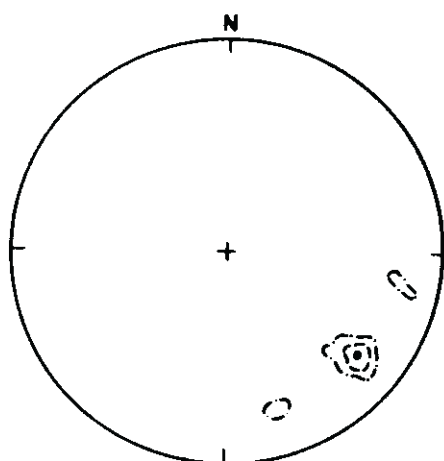


A - Dom. Estrutural I + II

Isolinhas - 10%
 - 20%

80 medidas

Máx. de Lm^2 e B^2 - 083/20°



B - Dom. Estrutural III

Isolinhas - 10%
 - 20%
 - 30%

16 medidas

Máx. de Lm^2 , Lc^2 e B^2 - 128/22°

Figura 12 - Estereograma das feições mesoscópicas lineares associadas a B_2 .

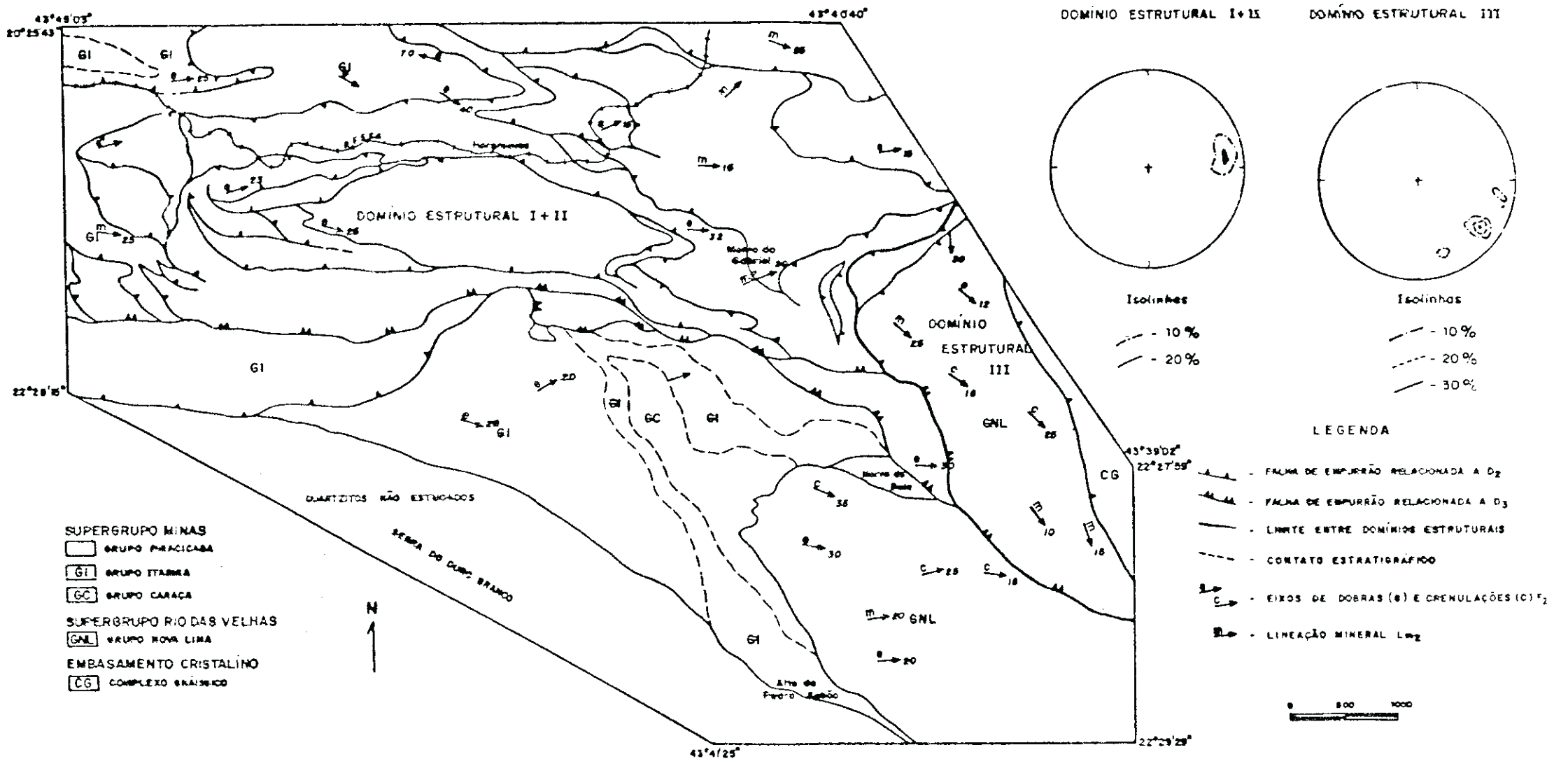


Figura 12 - ESBOÇO GEOLÓGICO DA REGIÃO ESTUDADA, COM O COMPORTAMENTO DAS FEIÇÕES LINEARES DESENVOLVIDAS DURANTE D₂, AO LONGO DOS DOMÍNIOS ESTRUTURAIS I+II e III. OS ESTEREOGRAMAS ILUSTRAM A ORIENTAÇÃO DESSAS FEIÇÕES.

pré- D_m , dobrada.

Nas rochas do Supergrupo Rio das Velhas, dobras e crenulações F_m afetam uma foliação tectono-metamórfica anterior (S_1) (fig 9).

IV.4.2 - Foliações

A foliação S_m corresponde à principal feição estrutural planar da região, tendo sido observada em quase todos os afloramentos estudados. Ocupa posição paralela à superfície axial de dobras F_m .

Observações mesoscópicas associadas à análise microtectônica de lâminas delgadas mostraram que a superfície S_m possui três expressões morfológicas distintas:

- Clivagem de crenulação Sc_m
- Clivagem ardosiana Sa_m
- Foliação milonítica Sm_m , essa descrita no item IV.4.5

IV.4.2.1 - Clivagem de crenulação Sc_m

Está restrita às rochas pré-Minas, através do enrugamento da foliação tectono-metamórfica anterior (S_1). Ocorre tipicamente nos filitos e quartzo-filitos do Supergrupo Rio das Velhas, estando ausente nas rochas muito pobres em minerais micáceos.

O caráter em domínios dessa feição planar pode ser em geral detectado em amostras de mão, com ou sem o auxílio de uma lupa. Corresponde à clivagem de crenulação do tipo discreta (Gray,

1979), onde lâminas com clivagem bem desenvolvida e limites nítidos, separam micrólitos com espessuras variando em torno de 1 mm, ou do tipo zonal, conferida pelo alinhamento dos flancos íngremes de microdobras F_m (fig. 9, fotos 6 e 7). Com a diminuição da espessura dos micrólitos, Sc_m grada na escala de amostra de mão para clivagem contínua (Davis, 1984), com características de uma clivagem ardosiana.

A orientação preferencial planar a curvilinear de clorita, sericita, biotita, agregados lenticulares de quartzo, e das maiores dimensões de grãos de turmalina, epídoto e minerais opacos não identificados, paralela ou subparalelamente aos limites das zonas de clivagem, caracterizam Sc_m . Os micrólitos são geralmente enriquecidos em quartzo, em relação às zonas de clivagem (fotos 6 e 7).

IV.4.2.2 - Clivagem ardosiana Sa_m .

- Nas rochas do Supergrupo Rio das Velhas

A clivagem ardosiana Sa_m , nessas rochas é o produto final de um intenso processo de transposição de uma feição estrutural planar mais antiga, a clivagem S_1 . Ao microscópio geralmente ainda é possível a identificação de S_1 crenulada (foto 6), preservada nos micrólitos (com espessura variando de 0,01 à 0,03 mm). Em alguns casos no entanto, (38% das vinte e seis lâminas delgadas de rochas filíticas do Supergrupo Rio das Velhas observadas) a clivagem S_m constitui estrutura planar pervasiva até à escala microscópica, não permitindo a observação da clivagem S_1 , mais antiga.

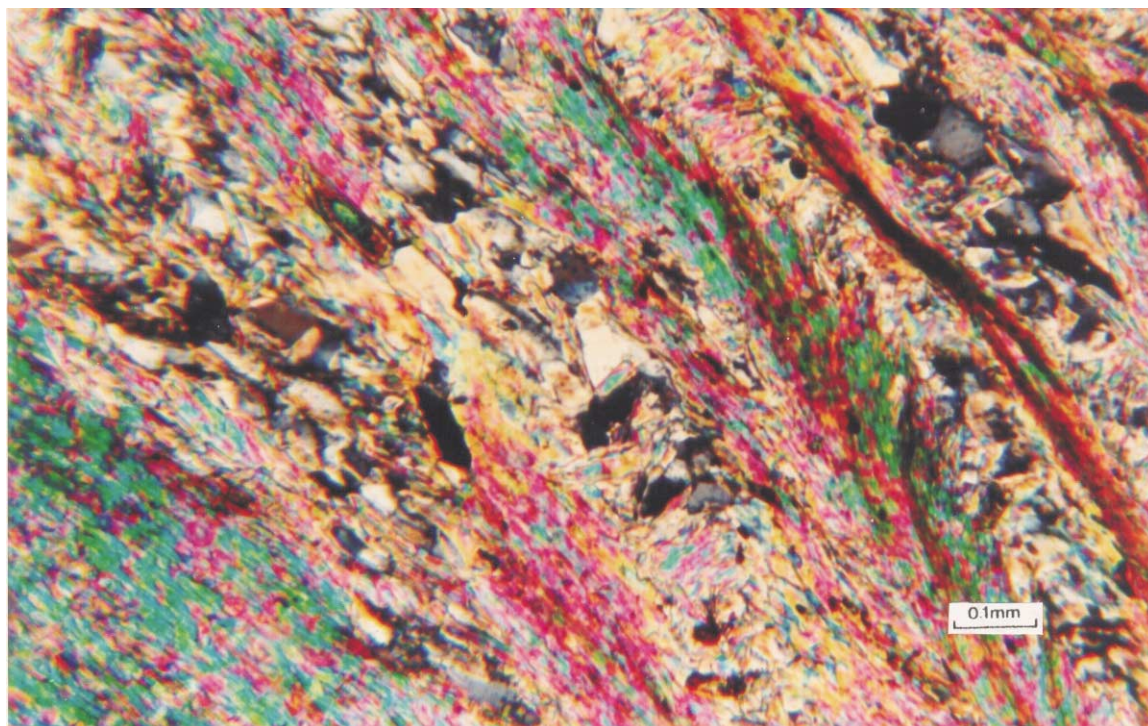


Foto 6 - Clivagem de crenulação Sc_2 em filito do Supergrupo Rio das Velhas, ponto 4 (8.050E, 2840S, apêndice 1).

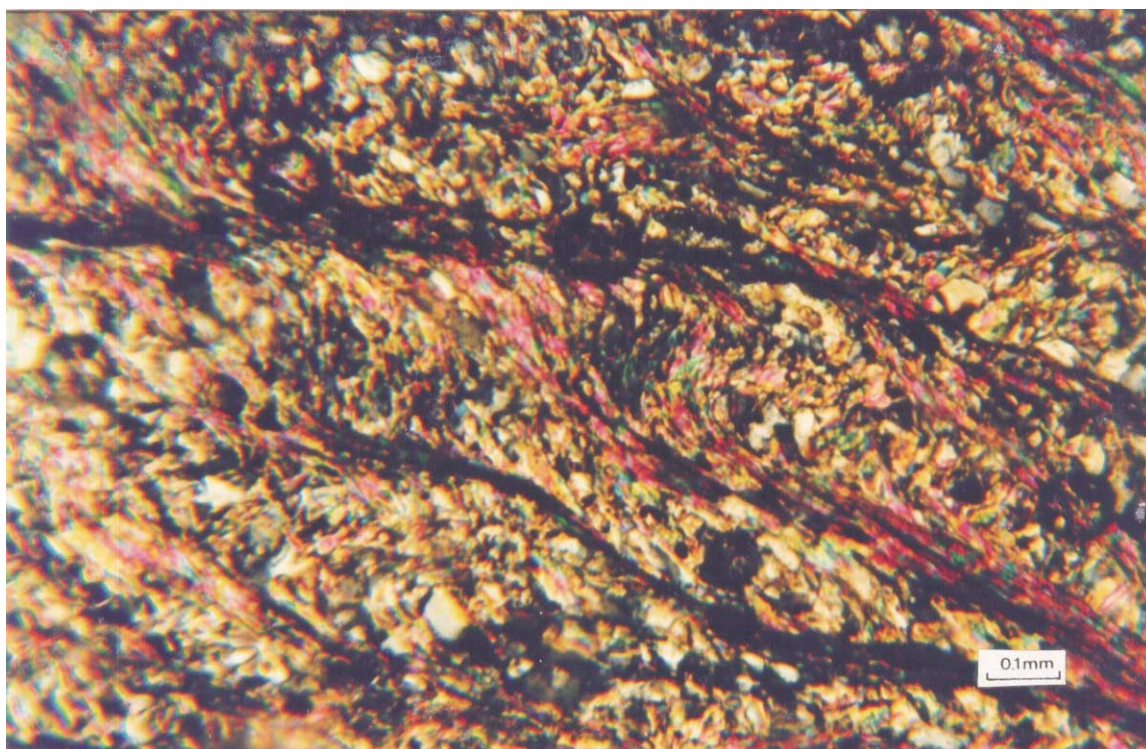


Foto 7 - Clivagem de crenulação Sc_2 em filito do Supergrupo Rio das Velhas, ponto 81, (9.630E, 3,730S).

Sa_m é definida pela orientação preferencial planar a curvilinear dos mesmos grãos minerais e agregados que definem a clivagem Sc_m , ou seja, clorita, sericita, biotita, agregados lenticulares de quartzo e dimensões maiores de grãos de turmalina, epídoto e minerais opacos não identificados.

- Nas rochas do Supergrupo Minas

Nas rochas do Supergrupo Minas a clivagem ardosiana Sa_m representa a mais antiga das feições estruturais planares identificadas.

Pode ser observada paralelamente à S_0 na região dos flancos de dobras F_m , (situação mais comum), ou a altos ângulos do acamamento sedimentar (S_0) nas reduzidas regiões de charneiras dessas dobras.

Em função da granulometria da rocha, Sa_m grada localmente a uma estrutura filítica ou xistosidade. De acordo com a mineralogia presente nos filitos, itabiritos, dolomitos e quartzitos, identificados no Supergrupo Minas (tabelas 5, 6 e 7), Sa_m é conferida pela orientação preferencial de sericita, clorita, biotita e/ou stilpnomelana, hematita especular, epídoto, Ca-Mg-anfíbolios, turmalina, cloritóide e agregados lenticulares de quartzo e/ou carbonatos.

IV.4.3 - Lineações

IV.4.3.1 - Lineação de crenulação Lc_m

A lineação de crenulação Lc_m está restrita às rochas do Su-

pergrupo Rio das Velhas, sendo caracterizada pelo alinhamento paralelo das microcharneiras F_m (fig 12).

Sua observação só foi possível, nos locais onde a forte clivagem de crenulação Sc_m não obliterou as sucessivas charneiras das microdobras F_m .

IV.4.3.2 - Lineação mineral Lm_m

A lineação mineral Lm_m está contida no plano da foliação S_m , sendo caracterizada pela orientação preferencial das maiores dimensões de grãos de turmalina, Ca-Mg- anfibólios, epidoto, cloritóide, mica branca, biotita, hematita especular e agregados lenticulares de quartzo e de minerais carbonáticos. Lm_m é paralela à subparalela aos eixos de dobras F_m .

O alinhamento das maiores dimensões dos seixos e grânulos, também pode definir uma lineação nos conglomerados e microconglomerados do Supergrupo Minas.

IV.4.3.3 - Lineação de interseção Li_m

Nos metassedimentos do Supergrupo Minas Li_m é conferida pela interseção entre a clivagem ardósiana Sa_m e o acamamento sedimentar S_s , enquanto nas rochas do Supergrupo Rio das Velhas, é produto da interseção entre as clivagens S_m e S_1 . Li_m orienta-se paralela a subparalelamente aos eixos B_m .

IV.4.4. - Sistema de Empurrão Morro do Bule

As falhas de empurrão dominam a estrutura macroscópica da região, sendo responsáveis pelo caráter descontínuo e lenticular das unidades litológicas, que são acunhadas frequentemente, originando enorme quantidade de pontos de contato tríplice, o que caracteriza o mapa geológico da área (Apêndice 1), simplificado na figura 14.

O estabelecimento das relações tridimensionais entre as superfícies de falhas é essencial ao estudo de cinturões caracterizados por uma tectônica de empurrões (Boyer & Elliot, 1982). Na tentativa de estabelecer tais relações foram elaborados treze perfis esquemáticos, AA' a NN' (Apêndices 3, 4, 5, 6 e 7) e um bloco-diagrama (Apêndice 8). Os perfis e o bloco-diagrama foram construídos na escala do mapa geológico (1:10.000), sem exagêro na escala vertical. O perfil BB' (apêndice 3) corta toda a área em direção, aproximadamente este-oeste. O bloco-diagrama foi construído a partir da integração dos dados dos perfis BB' e GG' (apêndices 3 e 4), e corresponde ao domínio noroeste limitado por esses perfis. Os perfis BB', GG', NN' e o bloco-diagrama estão simplificados nas figuras 15 e 16.

A exceção daquela falha relacionada à D_{13} , as demais foram aqui relacionadas à fase de deformação D_{12} , de acordo com as seguintes evidências:

- As superfícies de falha de empurrão são comumente paralelas a S_{12} , indicando que, em grande parte, as superfícies S_{12} serviram de pista de deslizamento para essas falhas.

- Durante D_{12} evoluíram estruturas penetrativas, tais como: a foliação S_{12} , a lineação L_{12} , além das dobras F_{12} , frequentemente isoclinais, denotando intenso encurtamento durante este período,

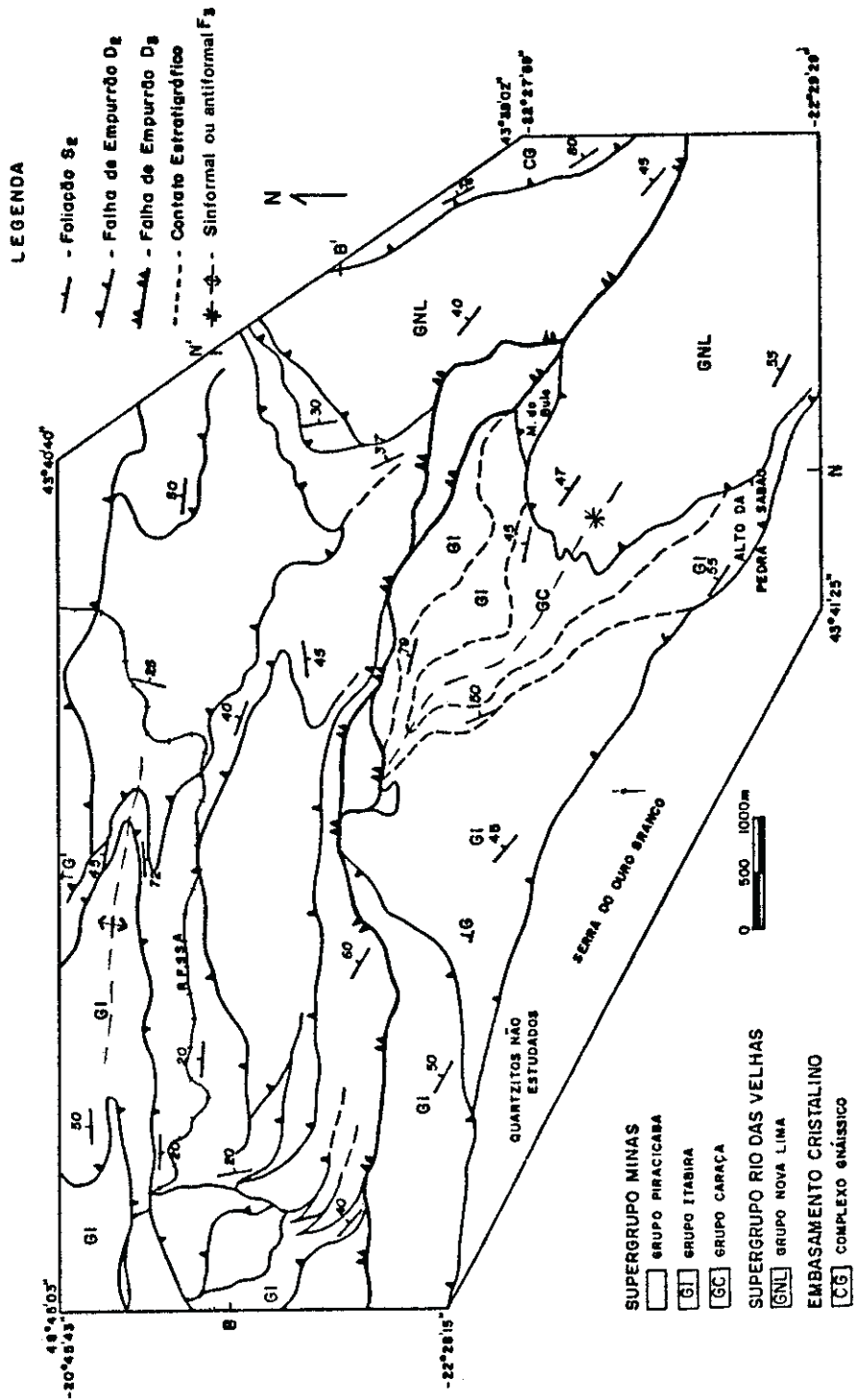


Figura 14 - ESBOÇO DO MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO

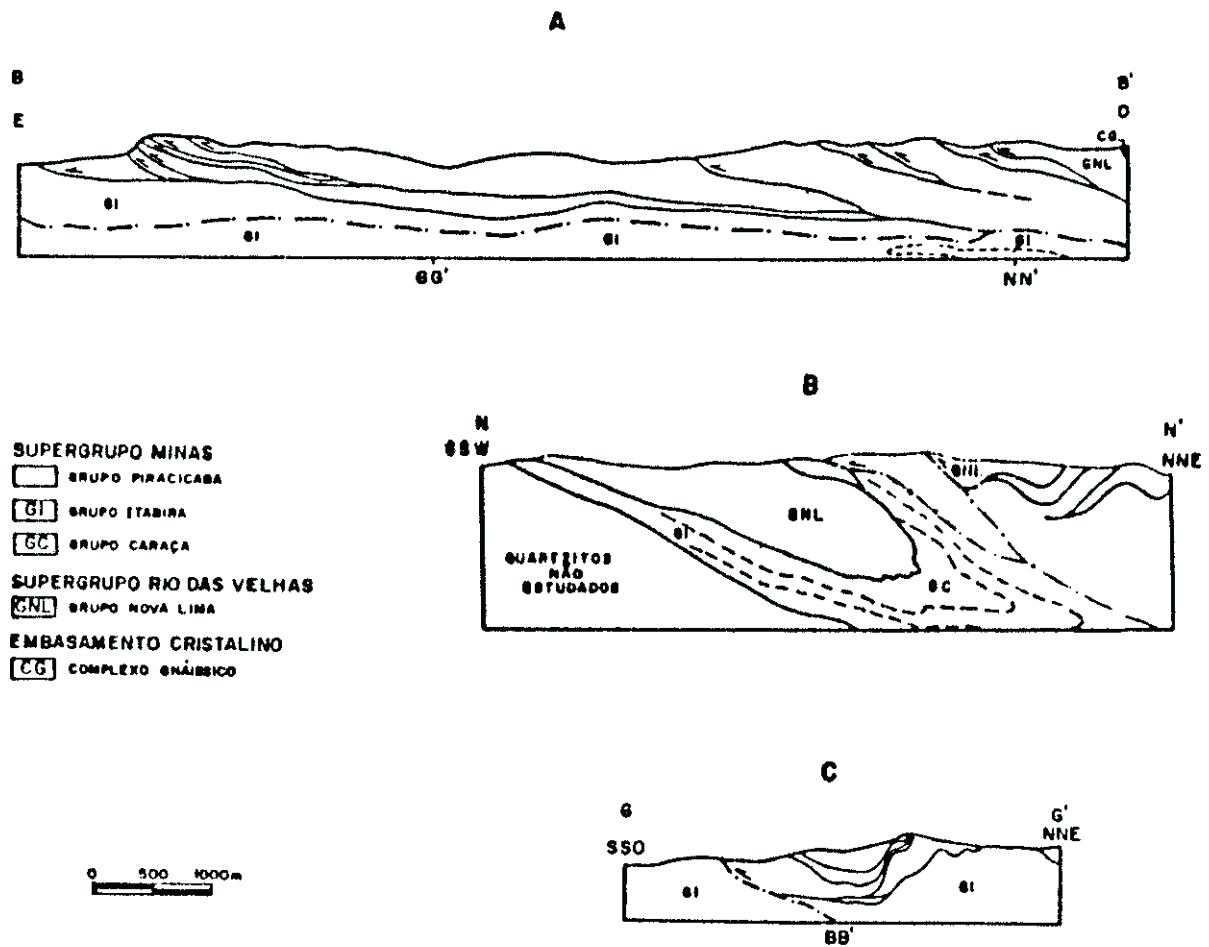


Figura 15 - Esboço dos perfis geológicos BB', GG' e NN', apresentados nos apêndices 3, 4 e 7. Traços contínuos: falhas de empurrão D₂₂; traço interrompido: contato estratigráfico; traço interrompido e pontilhado: falha de empurrão D₂₃.

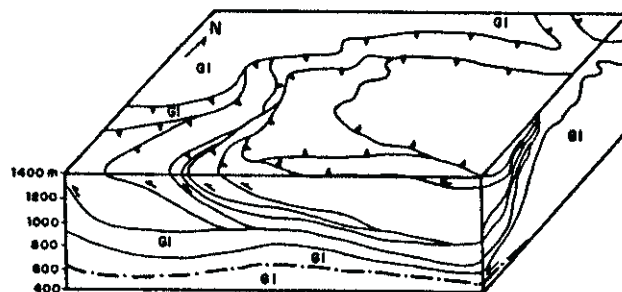


Figura 16 - Esboço do boloco-diagrama apresentado no apêndice B. Para convenções, vide fig. 15.

o que é compatível com o desenvolvimento de sistema de empurrão.

- A fase de deformação D_m , deforma as superfícies de empurrão (vide porção noroeste do mapa geológico, perfis geológicos EE', FF', GG' e NN' e bloco-diagrama, apêndices 1, 3, 4 e 7, e figuras 14, 15 e 16).

IV.4.4.1 - A Geometria do Sistema

A análise dos perfis e do bloco-diagrama mostrou que as falhas de empurrão desenvolvidas durante D_m , ocorrem em sistema imbricado aqui denominado Sistema de Empurrão Morro do Bule (SEMB).

No perfil BB' (apêndice 3 e fig. 15A) as superfícies de empurrão mostram traços com concavidades para cima, mergulhando de 0 à 35° (em média) para este-sudeste (direção do perfil). Observam-se aí, falhas subsidiárias, assintóticas em relação à superfícies de empurrão inferiores e mais persistentes, que, por sua vez, são assintóticas em relação à superfície de empurrão basal do sistema. O ângulo entre cada falha subsidiária e a superfície, a partir da qual ela bifurcou, aumenta para oeste - noroeste. Ocasionalmente, observam-se falhas subsidiárias assintoticamente relacionadas a superfícies de empurrão superiores e mais persistentes (vide perfil BB' entre os pontos de cruzamento com os perfis FF' e GG') o que sugere que, em passado remoto, uma superfície de empurrão de topo ("roof thrust") pode ter encimado esse sistema imbricado tendo sido em grande parte erodida.

No apêndice 3, pode-se observar o comportamento das superfí-

cies de empurrão através dos perfis AA', passando pelo BB', CC' e DD', como indicam os traços que unem as falhas correspondentes, nos citados perfis. A análise desse comportamento indica que as superfícies de empurrão bifurcam, e retornam às superfícies das quais bifurcaram, com grande frequência na direção transversal ao perfil BB'. Os perfis de EE' a NN' (apêndice 3, 4, 5, 6 e 7) que fazem ângulos próximos a 90°, em relação ao BB', demonstram muito bem as características dessas superfícies de falha. Nesses perfis com direções aproximadamente normais ao perfil BB' observa-se um empilhamento de escamas tectônicas, limitadas por superfícies de empurrão, que se unem e se bifurcam lateralmente, estando todo esse conjunto, deformado em antiforrais e sinforrais D₃, cujos eixos estão orientados na direção este-oeste.

O bloco-diagrama esquemático (apêndice 8 e figura 16) permite uma melhor visualização das relações tridimensionais entre as falhas de empurrão do SEMB, cujas características mostram semelhanças com duplexes (Boyer & Elliot, 1982)

IV.4.4.2 - Comparação com outros cinturões de empurrão e algumas considerações cinemáticas.

As figuras 17 e 18 apresentam, respectivamente, um perfil do "Foinavem duplex" na zona de empurrão de Moine, noroeste da Escócia (Elliot & Johnson 1980 em Boyer & Elliot 1982) e um bloco-diagrama da região de Oman, sudeste da Arábia Saudita (Searle, 1986). A análise da disposição geral das superfícies de empurrão ao longo do perfil ilustrado na figura 17 (paralelo à direção do transporte tectônico no "Foinavem duplex") revela simi-

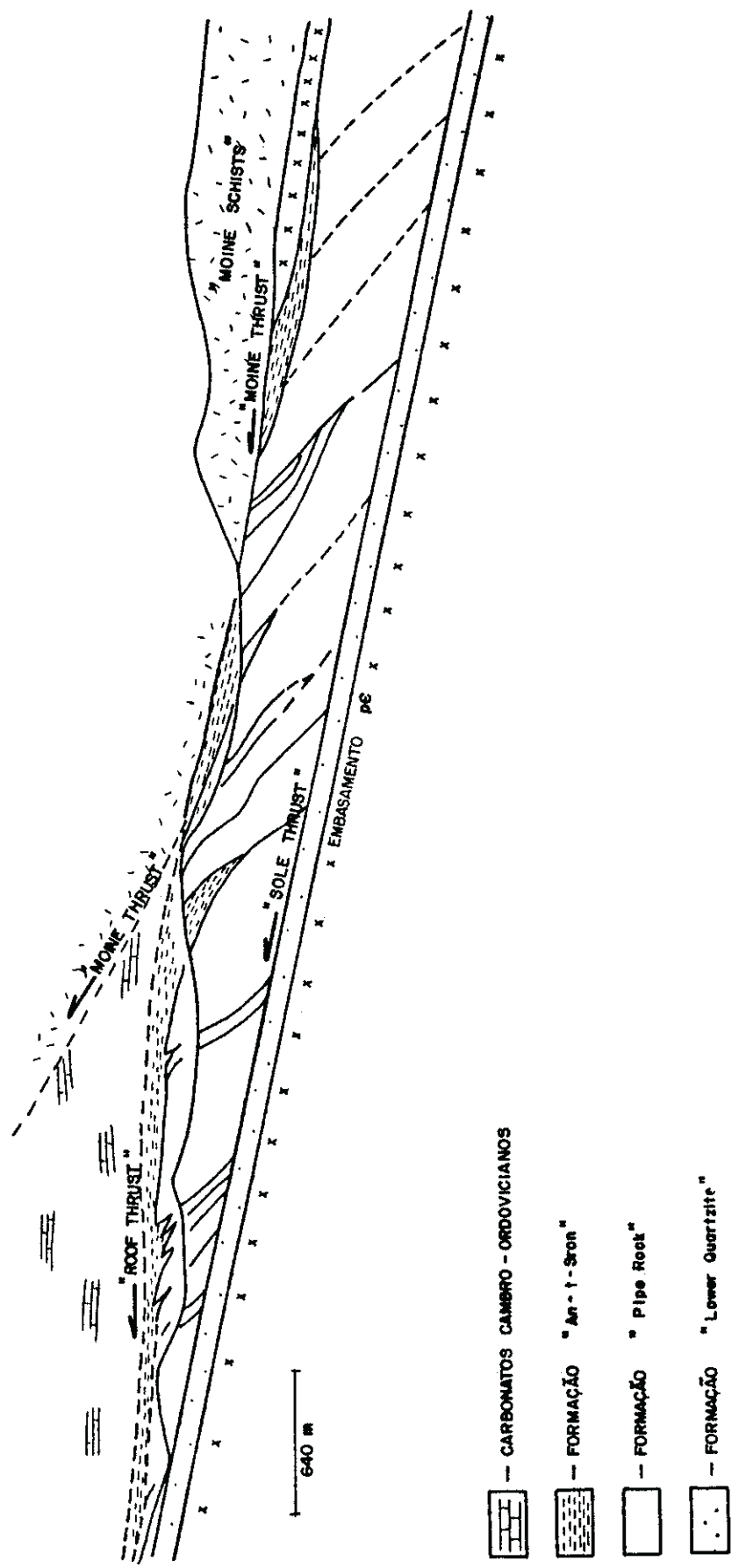


Figura 17 - Perfil ilustrando o comportamento das superfícies de empurrão no "Foinaven duplex, Moine Thrust" na direção do transporte tectônico (simplificado de Elliot e Johnson, 1980, fig. 4 em Boyer e Elliot, 1982, fig. 14).

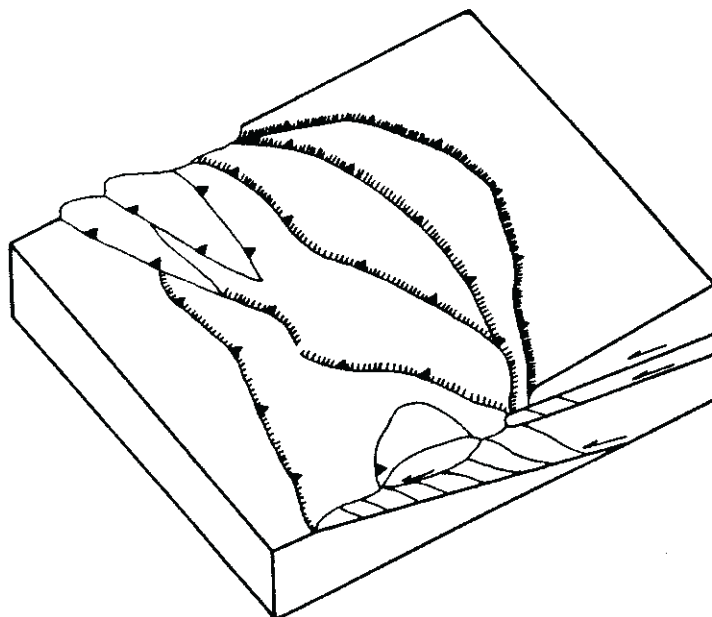


Figura 18 - Bloco-diagrama ilustrando o comportamento das superfícies de empurrão na região de Oman, Arábia Saudita (simplificado de Searle, 1986).

laridades com a disposição das falhas no perfil BB'. Aparentemente, a direção de transporte ao longo das superfícies de falha no SEMB se aproxima da direção do perfil BB'. Similaridades podem ser também constatadas, quando se compara o comportamento das falhas de empurrão nos perfis transversais a BB' (EE a NN') com a visão frontal no bloco-diagrama da região de Omã, apresentado na figura 18.

O sentido da movimentação das fatias empurradas ao longo do SEMB foi para oeste-noroeste, direção na qual as superfícies de falha interceptam a sequência litológica em direção ao seu topo (Rich, 1939 em Davis, 1984, Dahlstron, 1970 em, Butler, 1982). As relações entre as falhas subsidiárias e as superfícies basais de empurrão também registram uma direção de transporte tectônico para oeste-noroeste.

IV.4.5 - Milonitos, Zonas de Cisalhamento Dúctil, e Análise de indicadores cinemáticos

Ao longo da área estudada, rochas miloníticas (Sibson 1977, em Mitra & Marshak, 1988, p. 214) ocorrem localmente (pontos 636, 7110 E, 5480 S; 666, 7.040 E, 4030 S; 772, 8840 E, 3850 S; 785a, 8450 E, 4.370 S; 785b, 8.420 E, 4.400 S; 804, 5080 E, 3.900 S; 854, 7.730 E, 6440 S; 1231, 525 E, 1830 S, apêndice 1) marcando a presença de zonas de cisalhamento dúctil. Essas rochas encontram-se via de regra nas proximidades de superfícies de empurrão do SEMB, sendo característica a presença da foliação milonítica S_{m2} , e lineação de estiramento mineral, L_{e2} . S_{m2} e L_{e2} orientam-se de uma forma geral paralela ou subparalelamente as outras feições planares e lineares desenvolvidas durante D_m .

Uma faixa de milonitos ocorre ainda limitando o pacote litológico que compõe a Serra do Ouro Branco (Alkmim, 1985).

Nos filonitos, S_{m2} é definida pela completa orientação preferencial planar de filossilicatos e de grãos de quartzo bastante alongados, mostrando extinção fortemente ondulante. Sombras de pressão assimétricas e porfiroclastos girados estão presentes (fig. 19, B). Ocasionalmente, ocorrem grãos de minerais opacos, com formas assimétricas peculiares, sugerindo a presença no seu interior de uma série de microfalhas subparalelas à S_{m2} . (fig. 19, C).

Nas litologias mais quartzosas desenvolveu-se uma trama planar composta, com superfície S e C (Berthé et al. 1979 em Lister & Snoke, 1984). A superfície S é caracterizada pela orientação preferencial de filossilicatos e das dimensões maiores de agregados de grãos de quartzo e a superfície C, pela presença de minerais de granulação extremamente fina. (fig. 19, A).

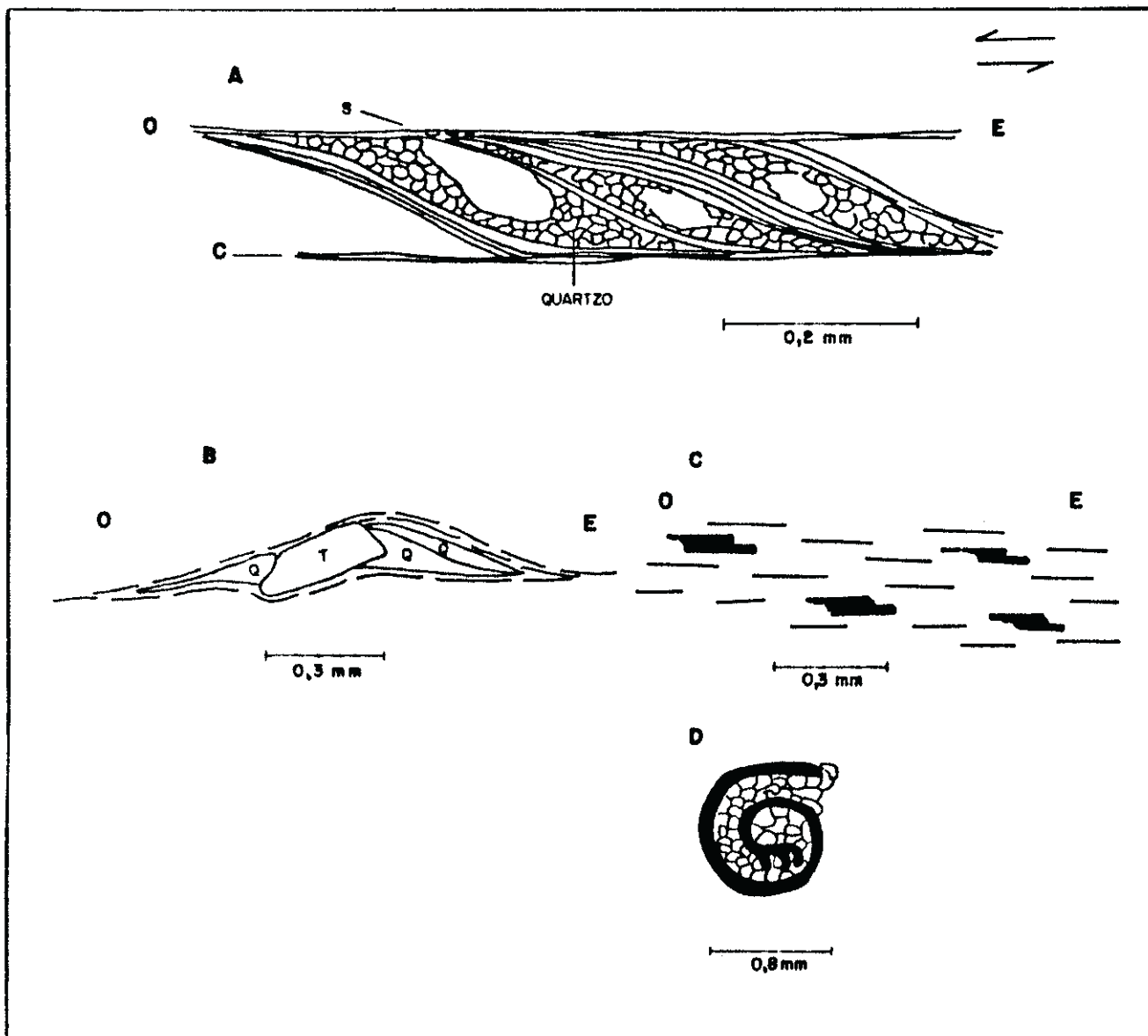


Figura 19 - Indicadores cinemáticos em rochas miloníticas, registrando cisalhamento sinistral. A - Superfícies S e C em quartzo-sericita-filito no ponto 785 b (8420 E, 4400 S apêndice 1); B - Sombras de pressão assimétricas, compostas por quartzo (Q) ladeando grão de turmalina (T), em sericita-filito no ponto 785 a (8450 E, 4370 S); C - grãos de mineral opaco não identificado, com forma assimétrica, sugerindo a presença de microfalhas no seu interior, em sericita-filito de granulação muito fina, no ponto 1232 (2480 E, 1140 S); D - Nível clorítico, formando uma espiral em meio a "massa" de grãos recrystalizados de quartzo, com contatos poligonizados, em quartzo-clorita filito no ponto 385 (9.700 E, 4680 S) (única observação feita em lâmina delgada não orientada).

A lineação de estiramento Le_2 é conferida pela orientação de fitas de quartzo (no caso do gnaiss do complexo do embasamento) e dos eixos geométricos de grãos e agregados minerais inequidimensionais.

Em oito lâminas delgadas orientadas paralelamente à lineação de estiramento mineral, e perpendicularmente à foliação nas rochas miloníticas, foram identificados indicadores cinemáticos analisados segundo Simpson & Schmid (1983), e Passchier & Simpson (1986 em Ransay & Huber, 1987). Os indicadores observados foram: "fabric" planar composto, sombra de pressão assimétrica, porfiroclasto com geometria assimétrica e porfiroclastos girados, representados na figura 19, respectivamente de A a D. Um movimento de cavalgamento sinistral está consistentemente impresso nas estruturas analisadas.

IV.5 - Estruturas relacionadas à Fase de Deformação D_2

IV.5.1 - Dobras F_2

Dobras e crenulações F_2 são comuns na área estudada (fig. 20, fotos 8 e 9). Em aproximadamente 65% das observações, correspondem à dobras abertas (Fleuty 1964), com charneiras arredondadas (Mitra e Marshak 1988). Podem variar no entanto, de fechadas a suaves, ou apresentar charneira com geometria angular. Comumente mostram pouco ou nenhum espessamento das camadas na região da charneira, assemelhando-se à dobras do tipo 1B (dobras paralelas) ou 1C (Ramsay, 1967). São em geral assimétrica indicando vergência para sul.

O ângulo interflancos e o grau de penetratividade da folia-

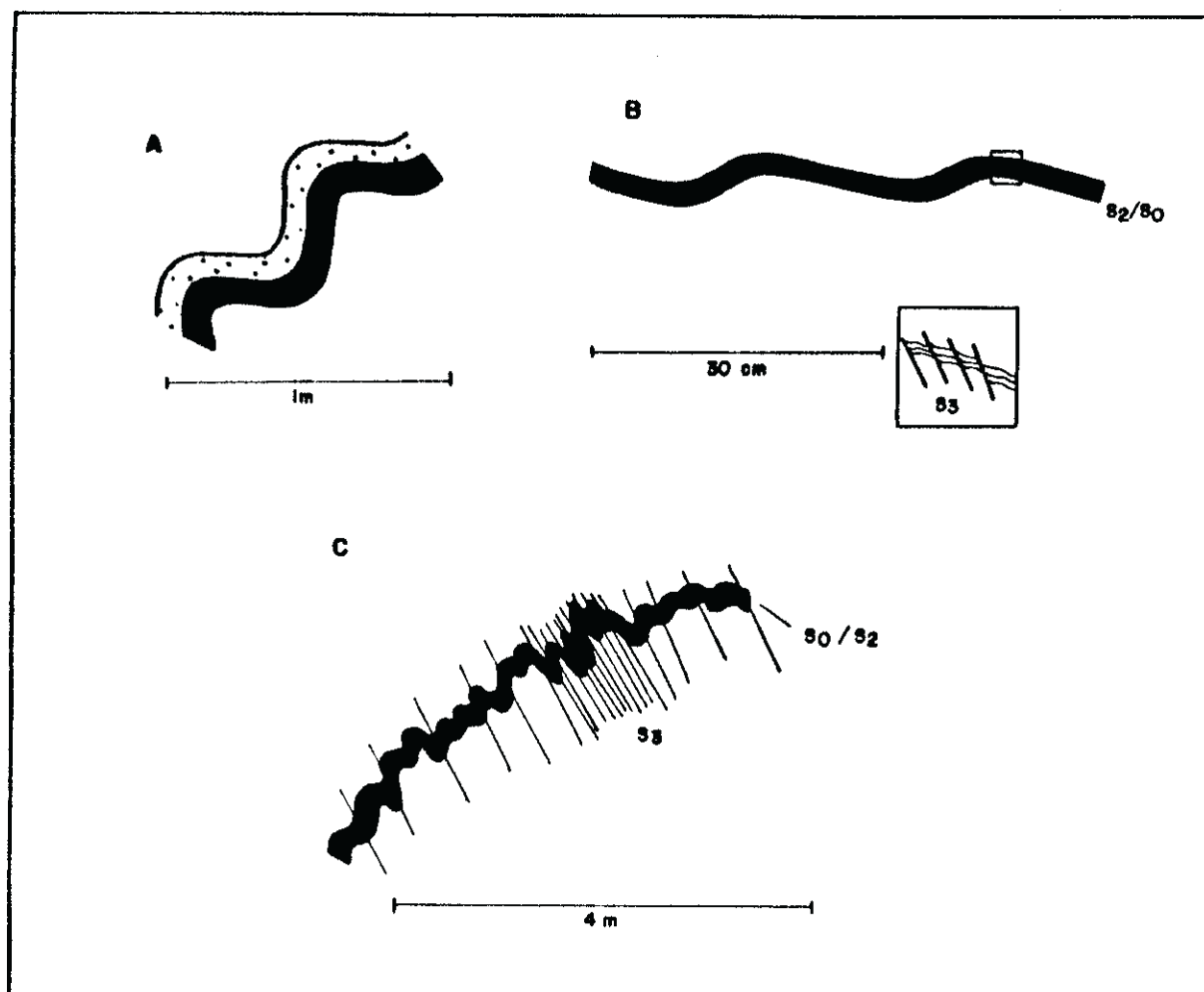


Figura 20 - Dobras F_3 A - em quartzito com intercalações de filito no ponto 664 (7.870 E, 4090 S, apêndice 1); B - em sericita-filito com níveis quartzosos (Unidade Litológica B) no ponto 340 (7.985 E, 2110 S). Detalhe mostra crenulações associadas às dobras F_3 ; C - em dolomito com intercalações de clorita filito da Formação Gandarela, no ponto 892 (2.575 E, 570 S).

ção de plano axial podem variar intensamente nas dobras F_3 , mesmo em poucos metros (fig. 20, C). Ocasionalmente seus flancos estão associados a falhas inversas caracterizadas pela presença de espelhos de falha e/ou lentes de material brechado (fig. 21).

A orientação das superfícies axiais das dobras F_3 (S_3), varia ao longo da região, permitindo sua subdivisão em dois domí-

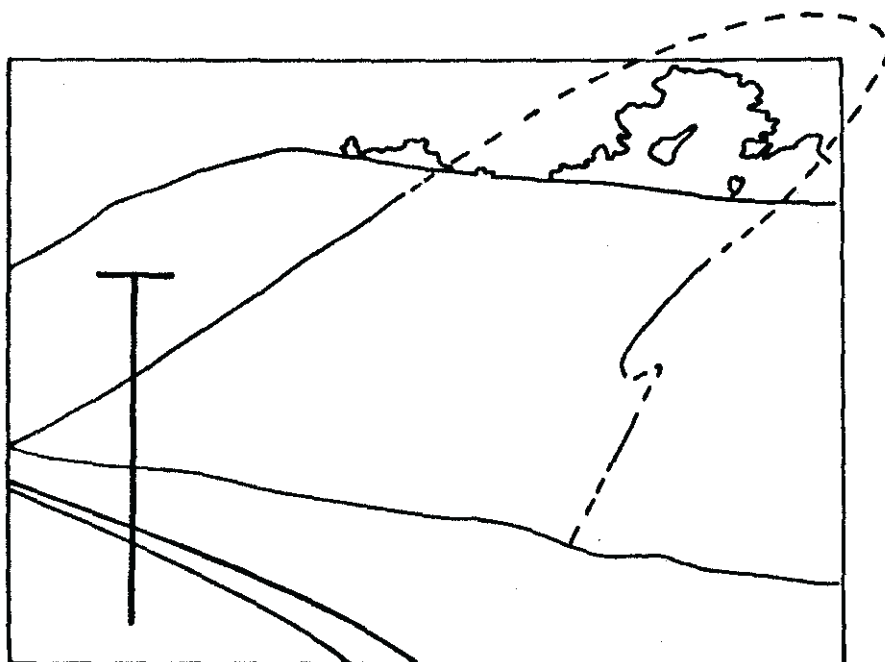


Foto 8 - Dobra F_{23} com quartzito da Unidade Litológica A no núcleo seguido por sericita-filito da Unidade Litológica B, no ponto 850 (4510 E, 540 S, apêndice 1), ao longo da EFVM.

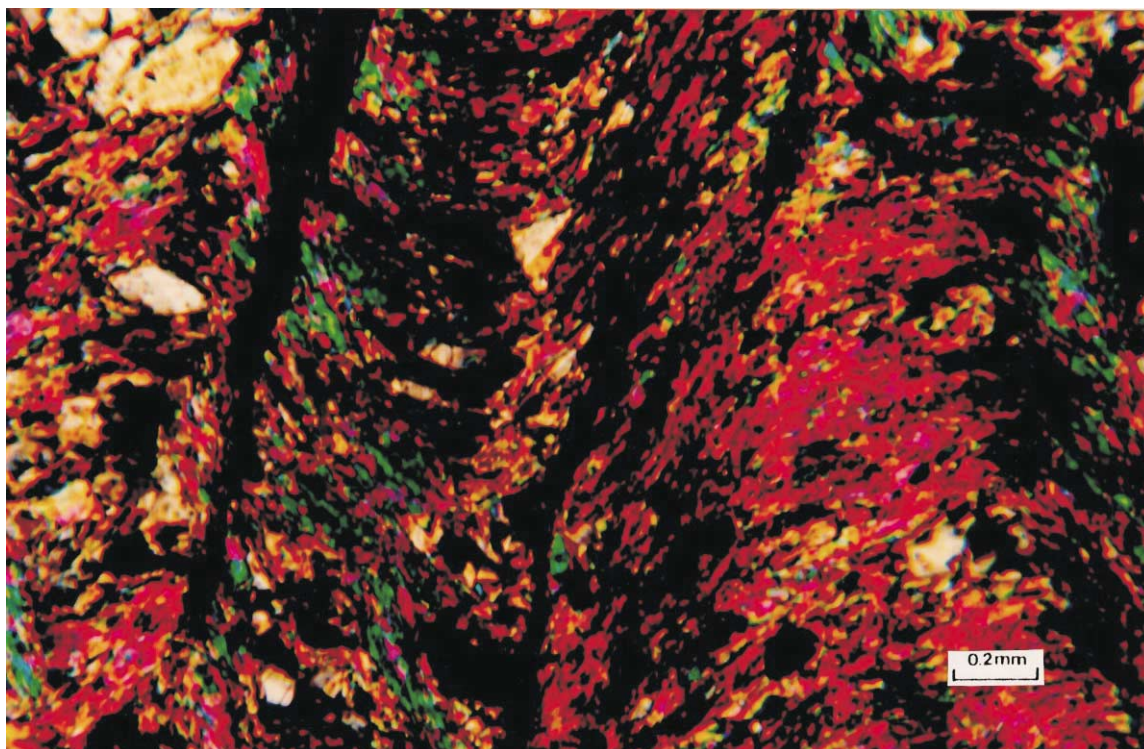


Foto 9 - Crenulações F_3 em filito da Unidade Litológica D, ponto 776 (8.420E, 4.240S, apêndice 1). A superfície dobrada corresponde à S_m , definida pela orientação preferencial de sericita e grãos de quartzo alongados. O alinhamento dos flancos íngremes das microdobras definem a clivagem de crenulação Sc_3 .

nios estruturais I + III e II (apêndice 2 e fig. 22).

No domínio I + III S_3 apresenta atitudes em torno de $007/69^\circ$ e no domínio II, em torno de $046/60^\circ$ (fig.23).

Os eixos das dobras F_3 , ao contrário das superfícies axiais não mostram grande variação de rumo ao longo da área estudada. B_3 apresenta um máximo de $097/11^\circ$ no domínio estrutural I + III, e de $080/20^\circ$ no domínio II (fig. 24).

A lineação de crenulação Lc_3 e a clivagem de crenulação Sc_3 são feições mesoscópicas comumente associadas aos eixos e superfícies axiais das dobras F_3 .

Vários antiformais e sinformais F_3 foram identificados em

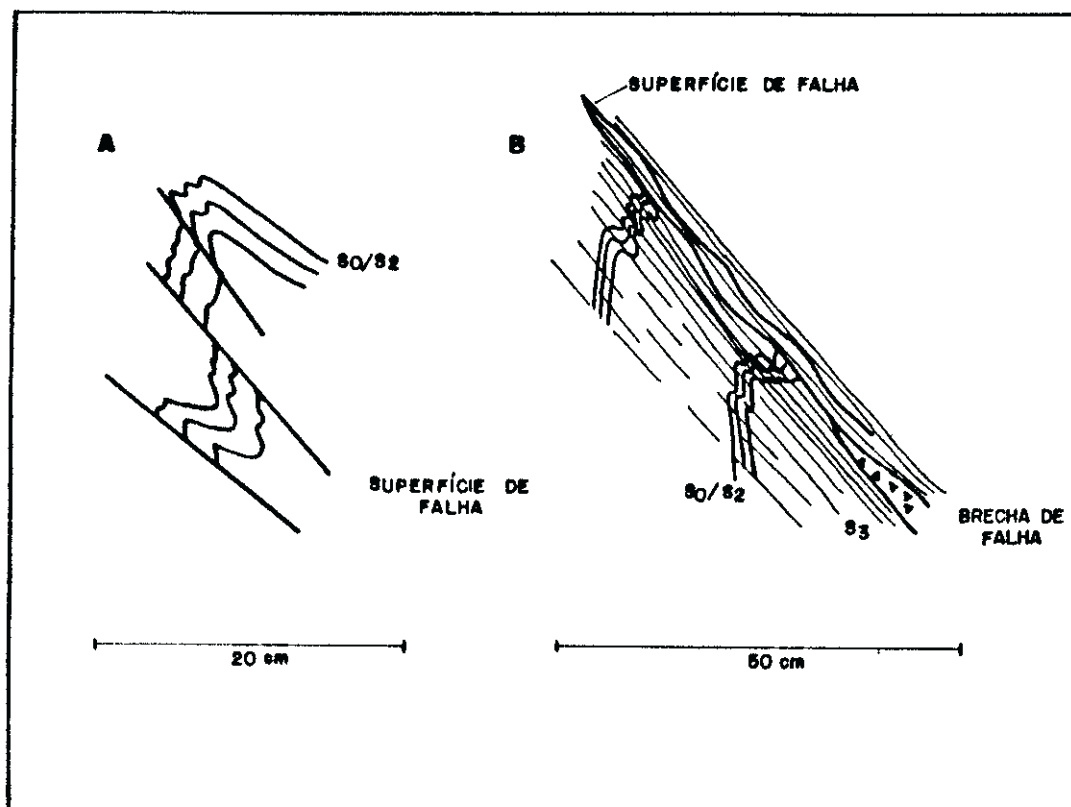


Figura 21 - Dobras F_2 associadas a falhas paralelas ou sub-paralelas às suas superfícies axiais. A - em filito carbonático da Unidade Litológica H, no ponto 447 (6420 E, 3.900 S, apêndice 1); B - em sericita-filito da Unidade Litológica B, no ponto 819 (2.340 E, 1070 S).

escala macroscópica, como indicado no mapa estrutural (apêndice 2), perfis esquemáticos (apêndices 3, 4, 5, 6 e 7) e bloco-diagrama (apêndice 8). O mais conspicuo dentre os megadobramentos F_2 , o Sinformal Alto da Pedra Sabão, encontra-se associado à Falha do Rodeio, estando ambos descritos no item IV.5.2.

Microdobras F_2 são geralmente abertas e com assimetria em Z, estando comumente associadas à clivagem de crenulação (foto 9).

Deve-se mencionar ainda, que nas proximidades do ponto 1291 (980 E 1700 S, apêndice 1) ocorrem pequenas dobras, deformando S_2 (em filito do Supergrupo Minas) associadas à clivagem de cre-

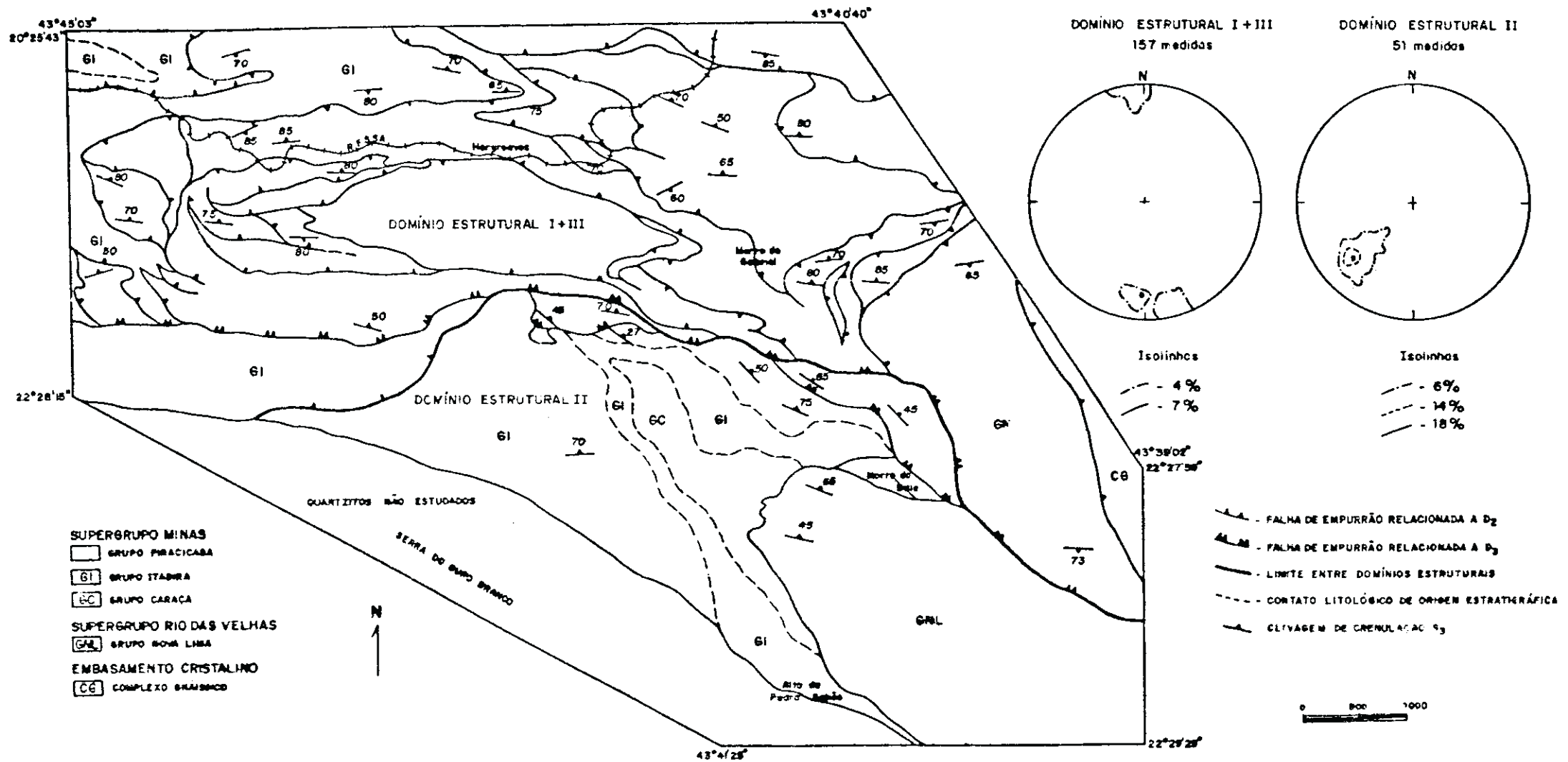


Figura 22-ESBOÇO GEOLÓGICO DA REGIÃO ESTUDADA COM O COMPORTAMENTO DA CLIVAGEM S_3 AO LONGO DOS DOMÍNIOS ESTRUTURAIS I + III e II. OS ESTEÓGRAMAS ILUSTRAM ESSE COMPORTAMENTO.

Dom I + III

Isolinhas

- 4%

- 7%

157 medidas

Max. de S_{30} 007/69° (7%)

Dom II

Isolinhas

- 6%

- 14%

- 18%

51 medidas

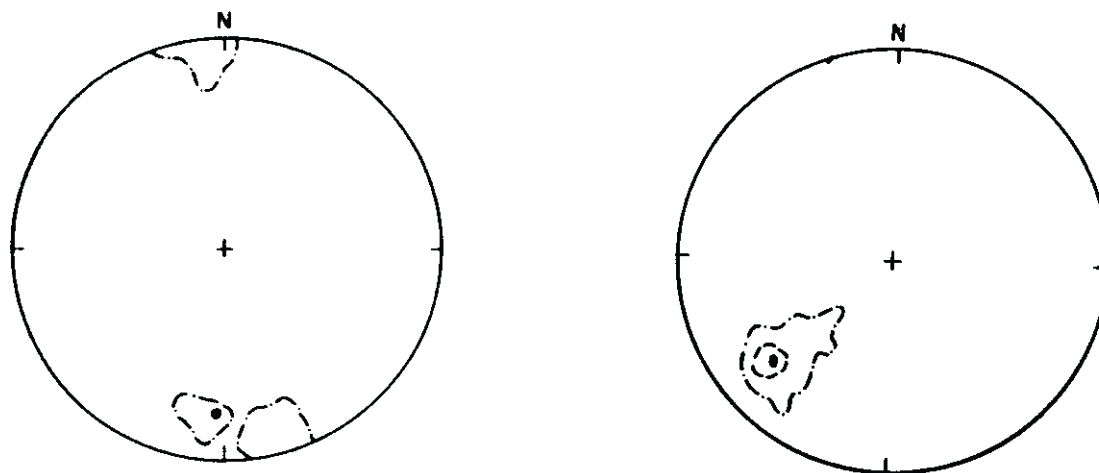
Max. de S_{30} 046/60° (19.6%)

Figura 23 - Estereogramas de polo das superfícies axiais de dobras e crenulações F_{30} nos domínios estruturais I + III e II.

nulação, estando todo esse conjunto redobrado (fig.25). Os eixos de ambos os dobramentos mergulham 20° para o azimute de 070. O quadro descrito indica que localmente desenvolveram-se estruturas com posicionamento cronológico relativo intermediário entre D_{20} e D_{30} . No presente trabalho tais estruturas foram tentativamente relacionadas a D_{30} , sugerindo-se que localmente feições estruturais devem ter sido geradas e deformadas durante D_{30} .

As dobras F_{30} foram superimpostas às F_{20} , levando ao desenvolvimento de um padrão de interferência tipo III (Ramsay, 1967). Dobras dobradas são então observadas em afloramento, em lâminas delgadas ou na escala do mapa geológico (fig. 26 e dobra em laço próximo a Hargreaves, Mapa geológico, apêndice 1).

Dom Estrutural I + III		Dom Estrutural II	
Isolinhas	- 5%	Isolinhas	- 8%
	- 10%		- 10%
	- 15%		- 18%
157 medidas		46 medidas	
Máx. de B_{33} $097/11^{\circ}$ (16,6%)		Máx. de B_{33} $080/20^{\circ}$ (19,6%)	

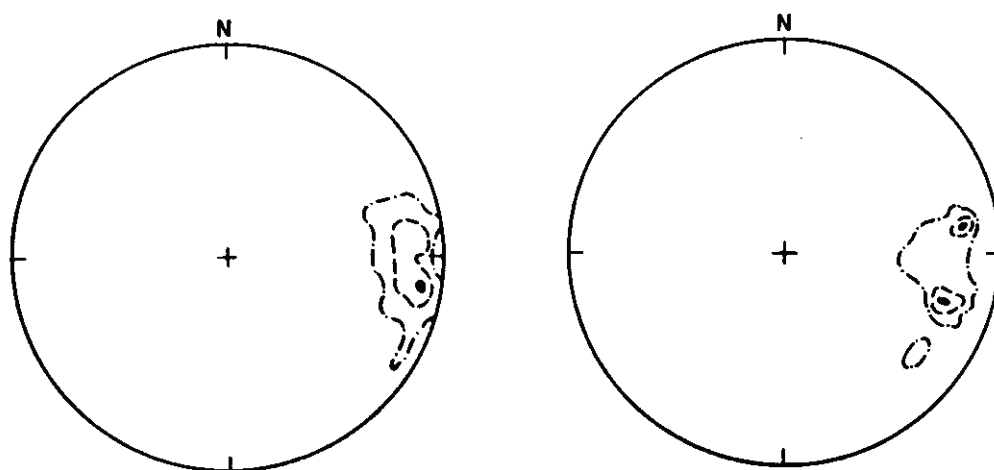


Figura 24 - Estereograma dos eixos B_{33} e lineações de crenulação L_{33} nos domínios estruturais I + III e III

As relações geométricas entre dobras F_{22} e F_{33} podem ser diretamente observadas, mesmo em locais onde a diferença nas dimensões dessas duas estruturas tenha impedido o desenvolvimento de um padrão de interferência (fig. 27).

As superfícies de empurrão pré- D_{33} estão deformadas em grandes sinformais F_{33} com comprimento de onda da ordem de centenas de metros, como ilustram as figuras 15 e 16 e os apêndices de 1 a 8. Os eixos desses dobramentos apresentam caimento para este, indicando que, grandes modificações não foram impostas à geometria do SEMB, ao longo do perfil BB' (de direção aproximadamente este-oeste).

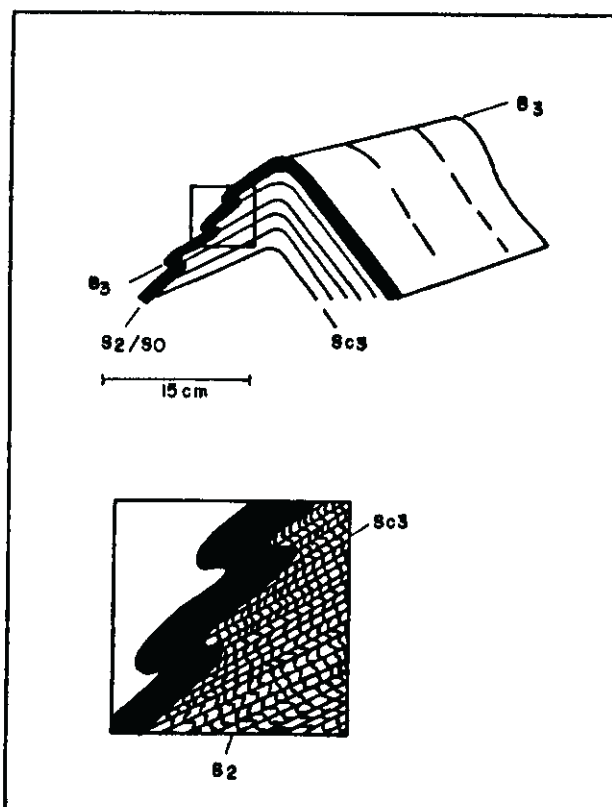


Figura 25 - Pequenas dobras deformando a foliação S_m , encontram-se redobradas. Os eixos dos dois dobramentos mergulham 20° para azimute 070 tendo sido ambos correlacionados à D_m . Em secicita filito com níveis quartzosos Unidade Litológica B no ponto 1291 (980 E, 1.700 S apêndice 1).

IV.5.2 - O Sinformal Alto Pedra Sabão e a Falha do Rodeio

O Sinformal Alto da Pedra Sabão domina a porção sudeste da área mapeada, dobrando a superfície S_w/S_m assim como o cavalgamento que sobrepõe rochas do Supergrupo Rio das Velhas aos metassedimentos Minas (figs. 28 e 15B). O posicionamento pós- D_m do sinformal é claro, já que esse deforma as principais estruturas desenvolvidas ao longo da fase de deformação D_m .

Corresponde a um sinformal anticlinal fechado, com rochas do Supergrupo Rio das Velhas, no núcleo, sendo seguidas pelos me-

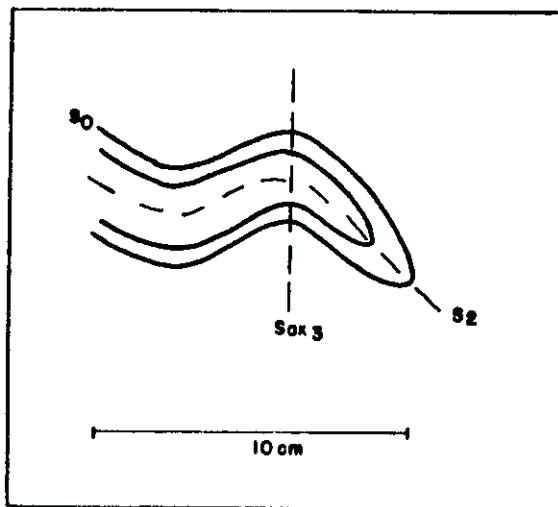


Figura 26 - Padrão de interferência entre dobras F_m e F_s . Em itabirito dolomítico da Formação Cauê, no ponto 165 (5680 E, 3030 S, apêndice 1).

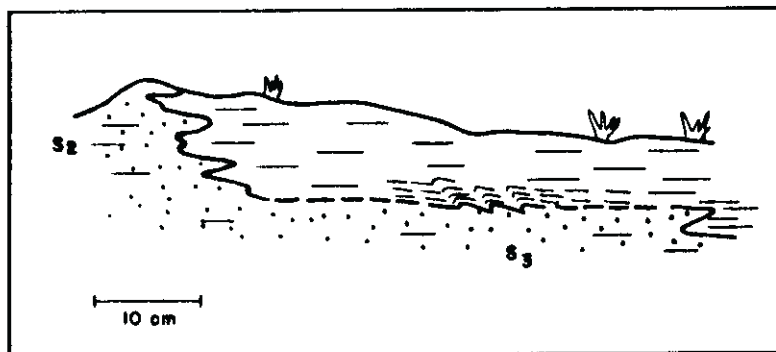


Figura 27 - Relação entre dobras F_m e F_s com dimensões diferentes. Em quartzito com intercalações centimétricas de filito (Unidade Litológica D) no ponto 978 (1.900 E, 370 S, apêndice 1).

ta sedimentos dos grupos Caraca e Itabira (fig. 15B). A orientação do seu eixo foi determinada com o auxílio da projeção estereográfica, utilizando-se o diagrama , com valores obtidos entre $052/18^{\circ}$ e $115/14^{\circ}$. O uso de técnicas de projeção estereográfica forneceu ainda valores entre $015/40^{\circ}$ e $037/48^{\circ}$ para sua superfície axial.

A Falha do Rodeio, identificada na figura 28 pelo padrão de "serrilhado duplo", marca forte descontinuidade estrutural entre os domínios a norte e a sul do seu traço em superfície (vide mapa geológico apêndice 1). Essa falha desenvolveu-se, provavelmente, ao final da fase de deformação D_3 , após a evolução do Sinformal Alto Pedra Sabão, como sugerem as seguintes observações:

- O sinformal não tem continuidade a norte da Falha do Rodeio estando limitado por essa falha.

- A Falha do Rodeio dispõe-se subparalelamente ou cortando em parte o flanco norte do sinformal.

Os flancos do Sinformal Alto da Pedra Sabão (em especial o flanco norte) mostram direção geral ora aproximadamente este-oeste, ora noroeste-sudeste (apêndice 1). É provável que essa variação na direção de seus flancos, seja resultante da movimentação ao longo da Falha do Rodeio.

Apesar da ausência de critérios cinemáticos seguros, a vergência para sul, registrada nas dobras F_3 , e a presença de inúmeras superfícies de cavalgamento pré- D_3 , permitem surgerir, que a Falha do Rodeio tenha evoluído a partir da reativação de cavalgamento antigo com movimentação de norte para sul.

Alkmim (1985), descreve a presença na Serra do Ouro Branco, de falhas de empurão e inversas, com direção de transporte tectônico para sul. O autor relacionou essas feições ao evento de

deformação D_{22} , correlacionável a fase de deformação D_3 , descrita no presente trabalho.

IV.5.3 - Foliações

A foliação S_{22} apresenta, na área estudada, duas expressões morfológicas distintas em função do comportamento mecânico da rocha e intensidade de deformação, orientando-se paralela ou subparalelamente às superfícies axiais das dobras F_{22} .

- Clivagem de Crenulação Sc_{22}
- Clivagem espaçada Se_{22}

- Clivagem de crenulação Sc_{22}

A clivagem de crenulação Sc_{22} está associada à evolução de microdobras F_{22} , que deformam a superfície de foliação S_{22} .

Grada de ausente a penetrativa, por vezes em menos de 1 m, e apresenta, geralmente, as características de uma clivagem de crenulação do tipo zonal (foto 9). Zonas (até de 1mm de espessura, em média) onde os flancos íngremes de crenulações assimétricas estão alinhados e apertados, sendo depletadas em quartzo, separam micrólitos (com espessuras variando em média de 1 à 3 mm), onde a trama anterior da rocha encontra-se preservada.

Por vezes Sc_{22} corresponde a uma clivagem de crenulação do tipo discreta.

A clivagem Sc_{22} pôde ser observada com mais frequência em filitos e quartzo-filitos.

- A clivagem espaçada Se_3

Ocorre preferencialmente nos quartzitos onde é definida por lâminas submilimétricas enriquecidas em material de granulometria fina e de coloração escura, que separam micrólitos com espessuras variando de milimétricas a decimétricas.

IV.5.4 - Lineação

A única feição linear localmente penetrativa desenvolvida durante D_3 , corresponde à lineação de crenulação Lc_3 , definida pelo alinhamento paralelo a subparalelo das charneiras de microdobras F_3 . A lineação Lc_3 não chega a acontecer de forma generalizada, mas é de fácil observação na área estudada.

IV.6 - Estruturas Relacionadas à Fase de Deformação D_4

IV.6.1 - Dobras

Dobras F_4 , estão geralmente restritas às escalas meso e microscópica. Apresentam comprimento de onda variando de centimétricos a métricos, podendo localmente atingir a escala decamétrica (fig. 29 e foto 10). Dessa forma alteraram muito pouco a disposição geral das grandes estruturas pré- D_4 como o SEMB, ou os megassinformais e antiformais D_3 . São geralmente abertas, (90% das observações) mas podem variar de fechadas a suaves (Fleuty, 1964). Mostram pouco ou nenhum espessamento das camadas na região da charneira, tendendo a dobras da classe 1 B (pa-

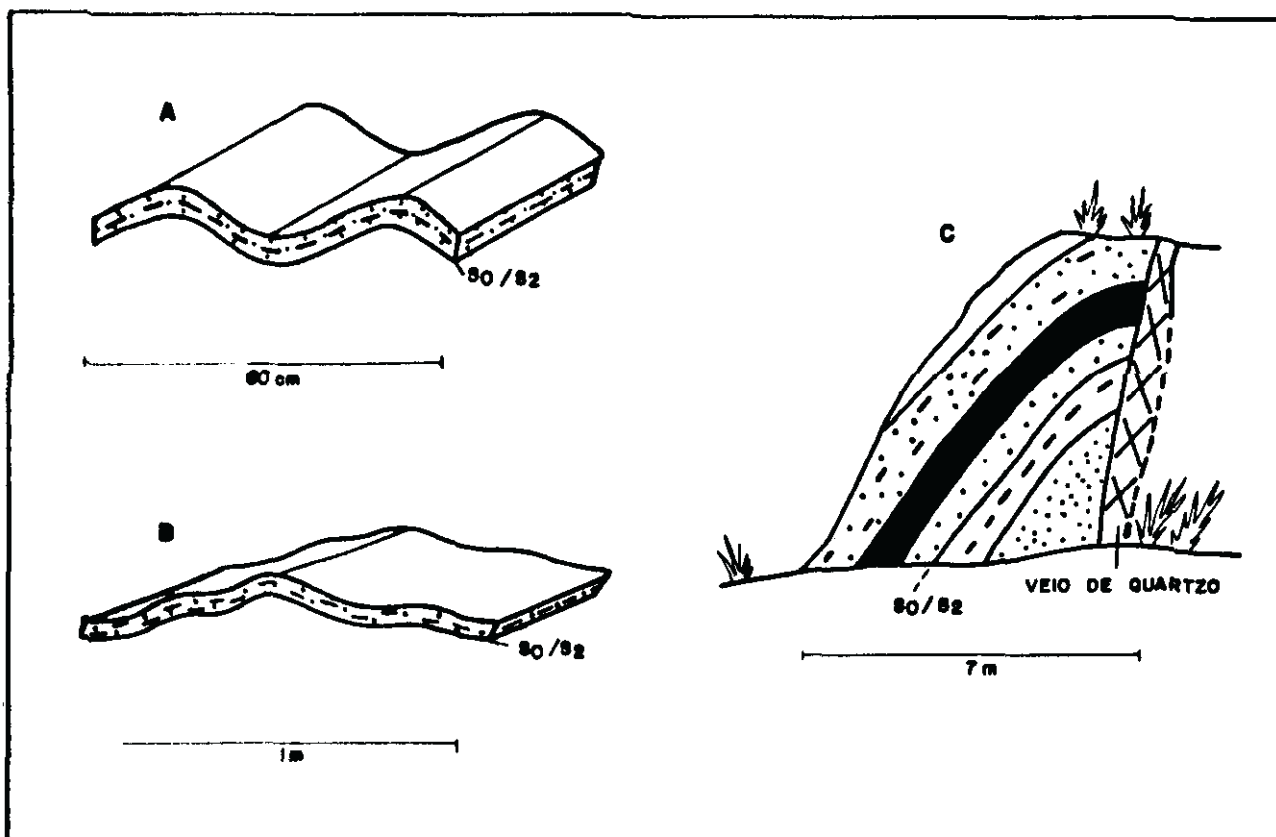


Figura 29 - Morfologia das dobras F_4 . A - dobra aberta assimétrica no ponto 482 (6.480 E, 2490 S, apêndice 1); B - dobra suave no ponto 341 (7.850 E, 2140 S). Ambas em níveis quartzosos no pacote de sericita-filito (Unidade Litológica B); C - Veio de quartzo associado a dobra, em sequência de hematita quartzito (Unidade Litológica A) no ponto 1332 (2480 E, 1140 S).

ralela) (Ramsay, 1967).

Comumente, dobras F_4 são assimétricas com charneiras arredondadas (Mitra & Marshak, 1988). Deformam as feições planares pré - D_4 . Em alguns afloramentos (ao longo a EFVM a noroeste da localidade de Hargreaves) afetam a foliação S_2 paralela à S_4 , mas não dobram a foliação S_{C3} , devido aos altos ângulos de mergulho apresentados por essa última superfície (geralmente



Foto 10 - Dobra F_4 em sequência de quartzito com intercalações de filito (Unidade Litológica A) no ponto 849 (4090 E, 710 S, apêndice 1). As superfícies dobradas correspondem à S_0/S_2 .

maiores que 70° nessa região).

Os eixos B_4 apresentam um máximo em torno de $008/21^\circ$, enquanto as superfícies axiais de dobras F_4 apresentam um máximo em torno da atitude $277/80^\circ$ (máximo polar $097/10^\circ$, fig. 30. A e B).

Na escala do mapa geológico, dobras F_4 não formam estruturas notáveis, correspondendo comumente a variações locais na atitude das camadas. Ao longo do perfil BB' (apêndice 3), a sucessão de sinformais e antiformais, com comprimento de onda, da ordem de 200 m, observada entre os pontos de cruzamento com os perfis MM' e NN', está, provavelmente, associada a dobramentos F_4 . é importante lembrar, no entanto, que variações no ângulo (e possivelmente na direção) de mergulho das camadas ao longo do perfil BB, podem estar relacionados ao desenvolvimento das superfícies de

A - eixos B_4

Isolinhas - 4%

- 10%

- 14%

170 medidas

Max. de B_4 $8/20^\circ$

B - superfície axiais S_{ax_4}

Isolinhas - 4%

- 8%

- 10%

108 medidas

Max. de S_4 $277/80^\circ$

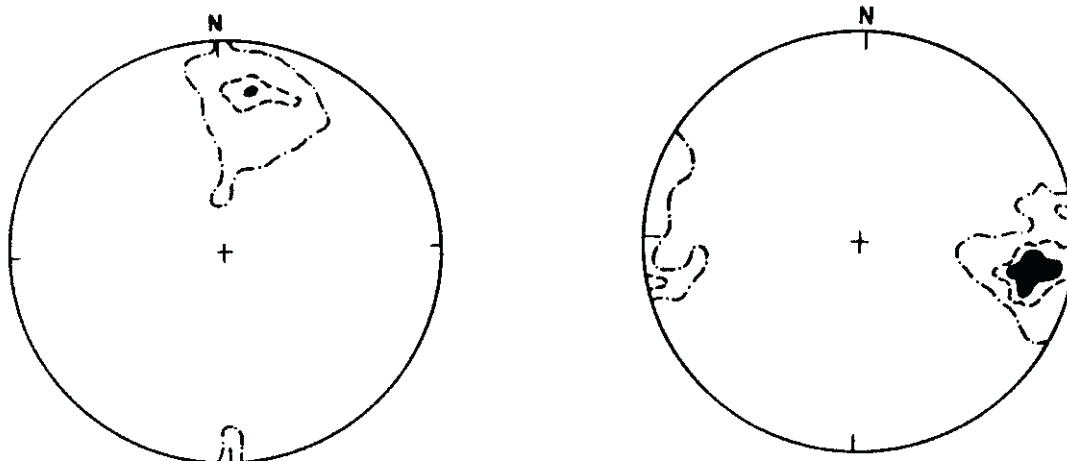


Figura 30 - Estereograma dos eixos B_m e dos polos das superfícies axiais das dobras F_4 .

empurrão durante a fase de deformação D_m .

Ao microscópio, dobras F_4 são geralmente abertas e assimétricas. Ocorrem assimetrias em z ou em s, sendo que nenhum padrão sistemático de distribuição dessas assimetrias foi identificado.

IV.6.2 - Foliações

A foliação S_4 ocorre na região, de forma localizada, podendo apresentar-se como clivagem de crenulação ou clivagem espaçada.

Ocupa posição paralela ou subparalela à superfície axial de dobras F_4 .

- A clivagem de crenulação Sc_4

O desenvolvimento da clivagem de crenulação Sc_4 está associado à evolução de microdobras F_4 , que deformam a foliação S_m e, menos conspicuamente, a foliação S_3 , menos evoluida na região. Tipicamente, Sc_4 corresponde a uma clivagem de crenulação do tipo zonal. Faixas onde os flancos mais íngremes de microdobras assimétricas estão alinhados, apertados e depletadas em quartzo, separam micrólitos, com espessuras variando entre 1 e 5 mm, onde a trama anterior da rocha encontra-se preservada.

A clivagem de crenulação Sc_4 , poucas vezes chega a ser penetrativa, e, raramente, transpõe a foliação anterior, tendo se desenvolvido com mais frequência nas rochas filíticas da região.

- A clivagem espaçada Se_4

Ocorre como lâminas submilimétricas, preenchidas por material de granulometria muito fina e coloração escura. Estas lâminas dividem a rocha em micrólitos com espessuras geralmente da ordem de alguns centímetros, ou decímetros.

IV.6.3 - Falhas

Falhas relacionadas à fase de deformação D_4 foram raramente identificadas. Onde as observações de campo puderam ser conclusivas, essas feições correspondem quase sempre a falhas inversas, com superfícies paralelas ou subparalelas às superfícies

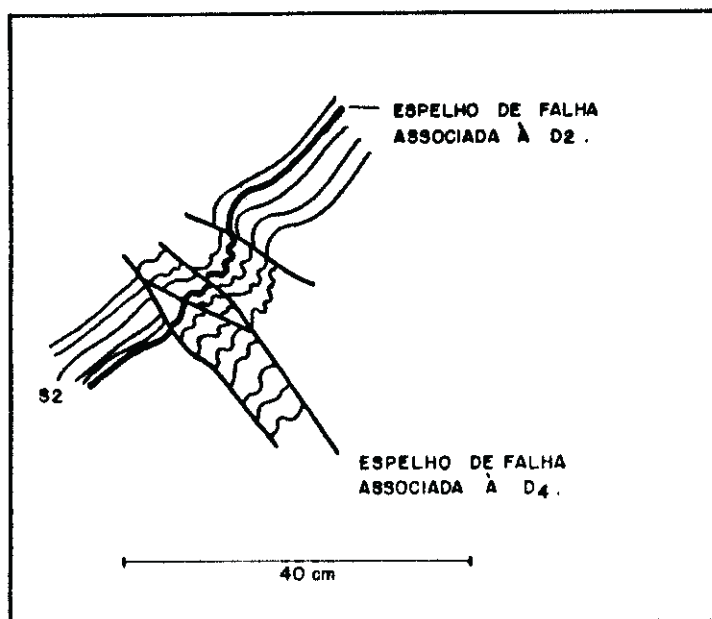


Figura 31 - Falhas desenvolvidas durante a fase de deformação D_4 , ocupando posição subparalela à superfície axial de dobras F_4 , em clorita-filito (associado a dolomito na Formação Gandarela) no ponto 903 (250 E, 1460 S).

axiais de dobras F_4 (fig 31). Veios de quartzo, com espessuras de até 60 cm estão, frequentemente preenchendo esses planos de falhas. Espelhos de falha com estrias podem estar presentes, mas brechas são incomuns. Em pelo menos um caso, no paredão sul do corte ao longo da RFFSA, próximo a seu cruzamento com a EFVM (Transbordo), evidências de falhas normais foram observadas, exibindo espelhos de falha com mergulhos de 60° no azimute de 085 .

IV.7 - Evolução Estrutural da Região do Morro do Bule

O quadro estrutural observado foi interpretado como resultado da atuação de quatro fases de deformação, durante as quais evoluíram feições estruturais na micro, meso e macroescalas, resumidas na tabela 7 e descritas nos itens IV.3 a IV.6. A figura 32 ilustra o quadro evolutivo proposto para as principais estruturas da região.

A evolução das fases de deformação, suas relações com fases ou eventos deformacionais descritos regionalmente, assim como algumas implicações cinemáticas das estruturas estudadas serão aqui discutidas.

IV.7.1 - Fase de Deformação D_1

A fase de deformação D_1 apresenta caráter obscuro, já que seu registro se restringe à foliação S_1 , precariamente preservada nas rochas do Supergrupo Rio das Velhas. A atuação de uma fase de deformação anterior à deposição do Supergrupo Minas foi identificada na área, por Johnson (1962), e regionalmente tem sido descrita para o Quadrilátero Ferrífero (Barbosa, 1961, Guimarães, 1966, Dorr II, 1969 e Ladeira e Viveiros, 1984). A fase D_1 é correlacionada ao episódio tectono-termal pré-Minas, de idade 2.700 m.a. (Cordani et alii, 1976, Cordani et alii, 1980, Roeser et alii, 1982) descrito para as rochas do Supergrupo Rio das Velhas e do Complexo gnáissico do embasamento.

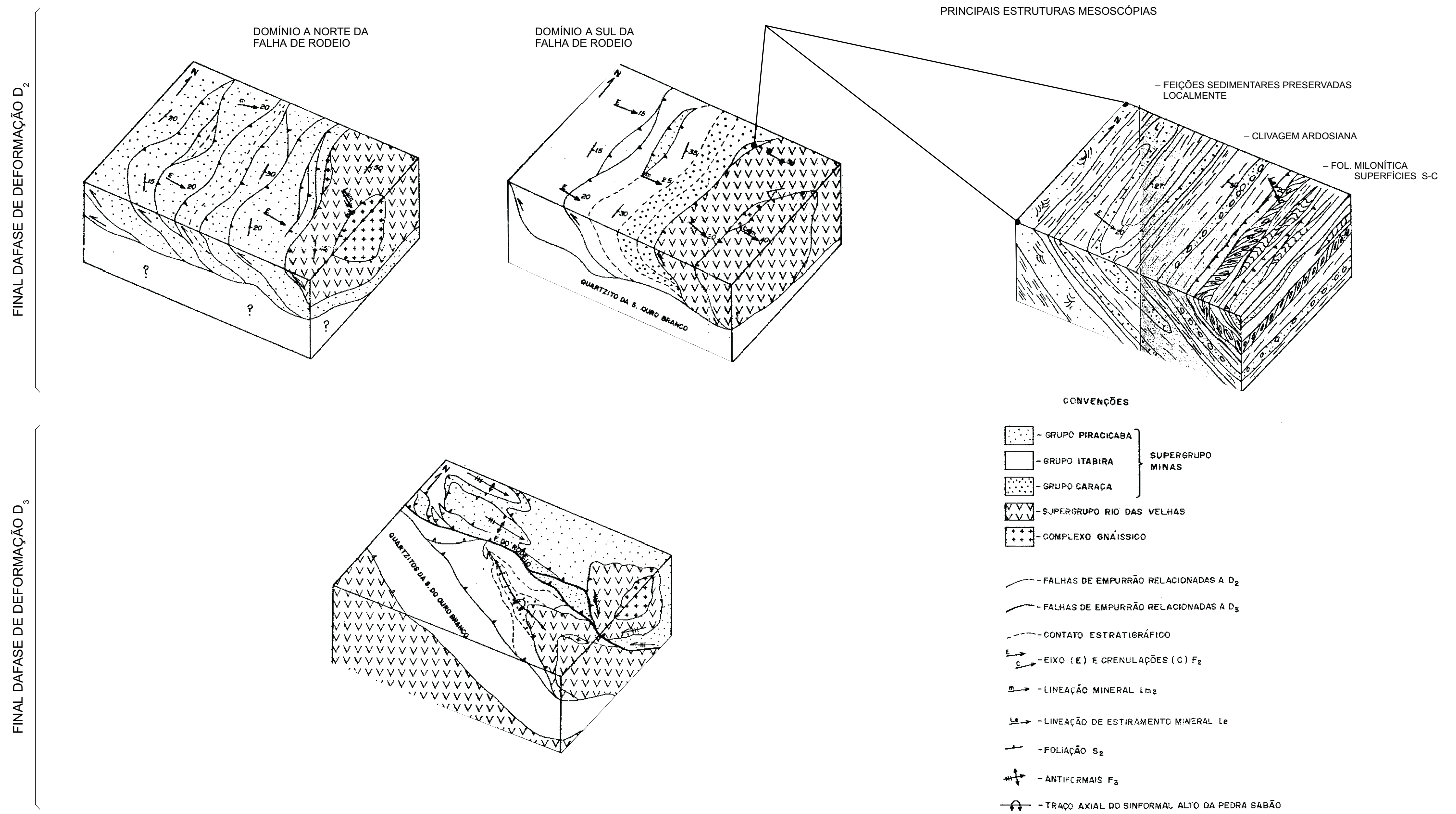


Figura 32 – QUADRO ESTRUTURAL EVOLUTIVO DA REGIÃO DO MORRO DO BULE E HARGREAVES. INCLUINDO AS FASES DE DEFORMAÇÃO D₂ e D₃

IV.7.2 - Fase de Deformação D_{22}

As feições estruturais mais penetrativas e conspícuas da região, correspondem à foliação S_{22} e ao conjunto de falhas de empurrão que formam o SEMB, tendo evoluído durante a fase de deformação D_{22} . Desenvolveram-se ainda, ao longo de D_{22} , a lineação de crenulação Lc_{22} , a lineação de interseção Li_{22} , e a lineação mineral Lm_{22} (localmente com características de estiramento mineral) além de zonas de cisalhamento dúctil instaladas nas proximidades das superfícies de empurrão (fig. 32).

A assimetria do SEMB, assim como das microestruturas observadas nas rochas miloníticas, atestam a não-coaxialidade da deformação D_{22} (Choukroune et al., 1987, Sudgen, 1987) e registram uma movimentação cavalgante dirigida para oeste-noroeste.

Durante D_{22} diferentes estados de "strain" foram alcançados caracterizando a heterogeneidade da deformação nesse período tectônico:

- Regiões onde uma forte foliação S_{22} obliterou completamente qualquer feição mais antiga na rocha (foto 11) contrastam com áreas onde ainda é possível a identificação de grãos clásticos, pouco deformados, (foto 1) ilustrando diferentes magnitudes de "strain".

- Por outro lado, a preponderância de feições lineares ou planares na trama das rochas varia, sugerindo diferenças na forma do elipsóide de "strain". Em geral, L-S tectonitos predominam. No entanto, localmente desenvolveram-se tectonitos marcados por forte linearidade, L-tectonitos, onde qualquer feição planar está praticamente ausente, como ilustram as fotos 12 e 13 obtidas, paralela e perpendicularmente à lineação L_{22} .

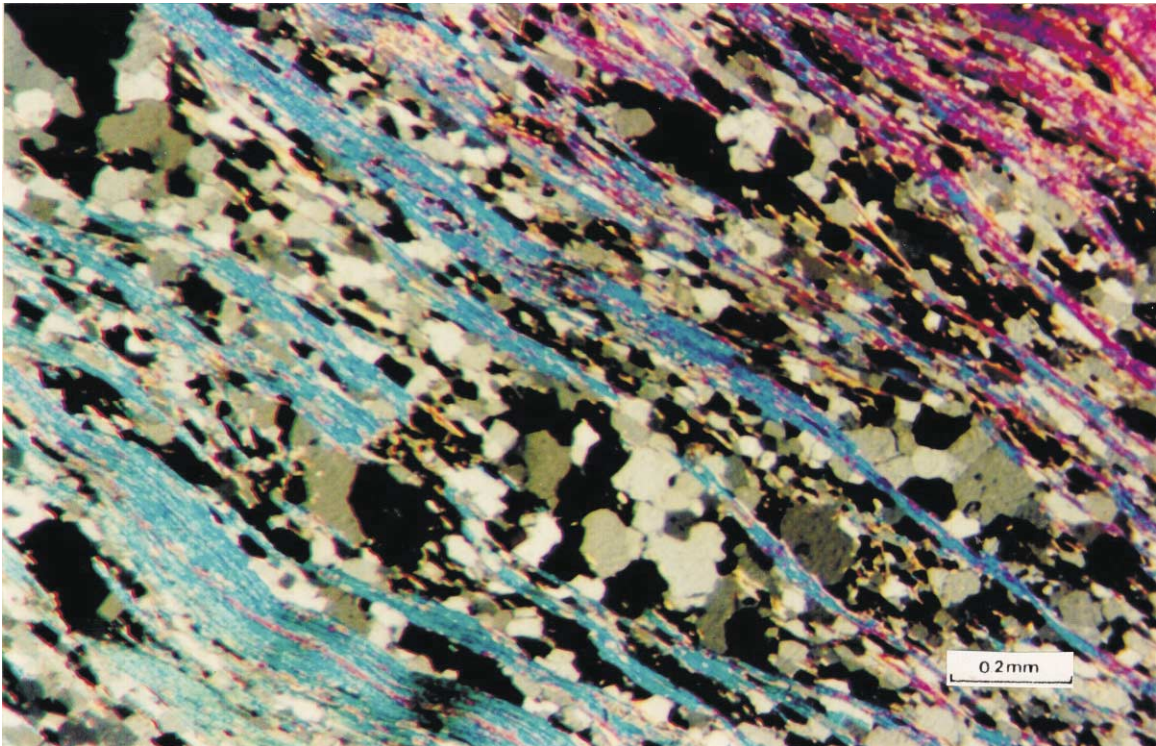


Foto 11 - Foliação S₂ bem desenvolvida em quartzito da Serra do Ouro Branco.

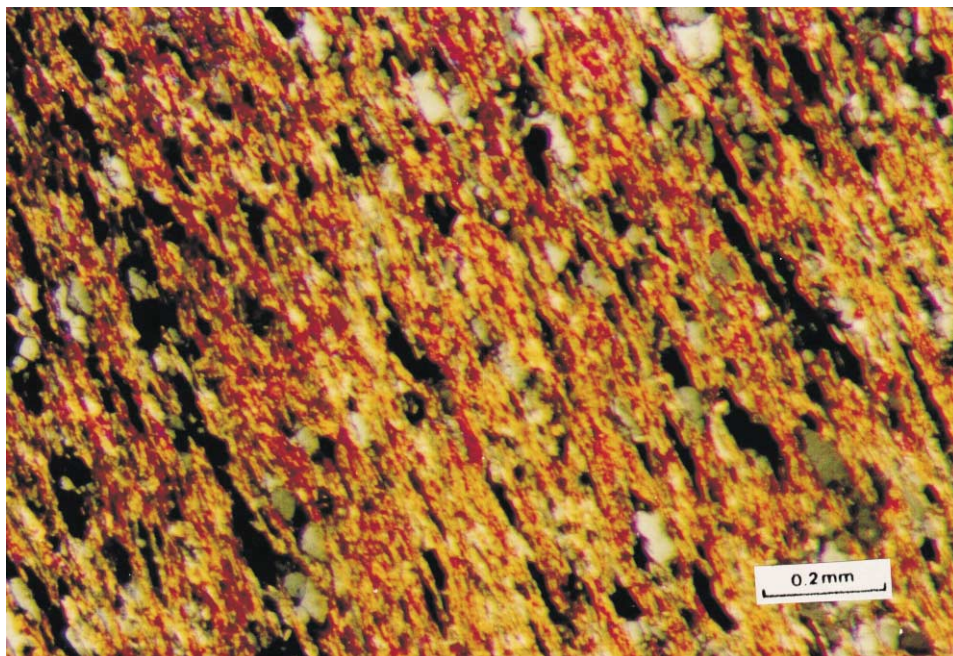


Foto 12 - Lineação L₂, conferida pela orientação de agregados de quartzo e sericita em sericita-filito (Unidade D) no ponto 18 (8.390 E, 3.980 S).

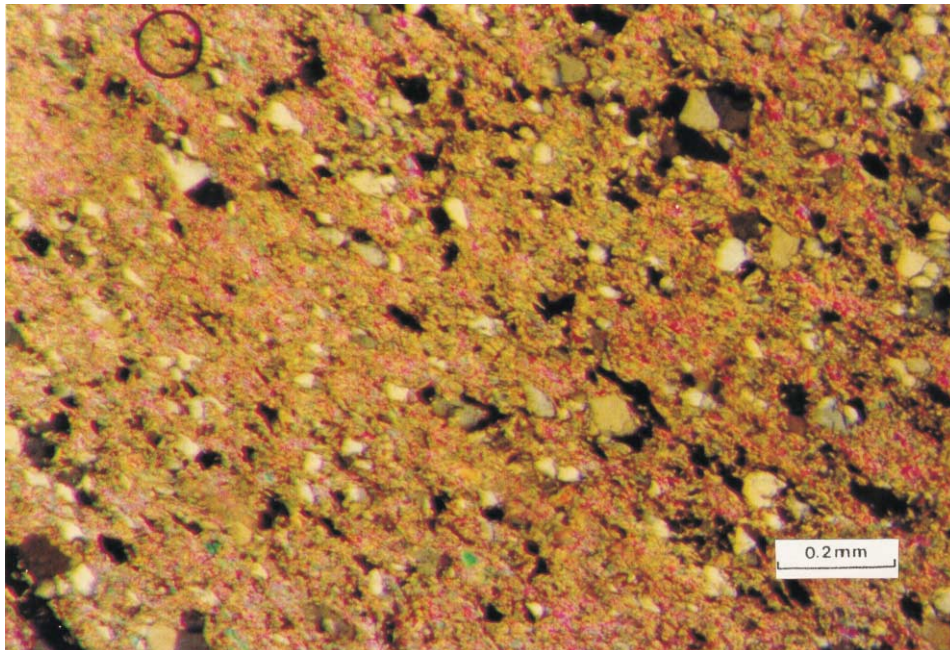


Foto 13 - Disposição da feição linear observada na foto 12, em corte perpendicular.

IV.7.2.1 - O Sistema de Empurrão Morro do Bule (SEMB)

O sistema imbricado de Empurrão Morro do Bule constitui o resultado macroscópico mais proeminente da atuação dos esforços cisalhantes durante D_m .

A posição original de suas superfícies de empurrão é incerta. De uma forma geral, essas superfícies, assim como a foliação S_m , mergulham atualmente para azimutes entre 000 e 070 , inseridas no contexto do flanco sul do Sinclinal Dom Bosco (fig. 33). Ocorrem ainda megadobramentos F_m , além da Falha do Rodeio, deformando os cavalgamentos do SEMB. O eixo do Sinclinal Dom Bosco dispõe-se na direção este-oeste, paralela ou sub-paralelamente aos eixos B_m .

O mapa estrutural e o bloco-diagrama, apêndice 2 e 8, ilus-

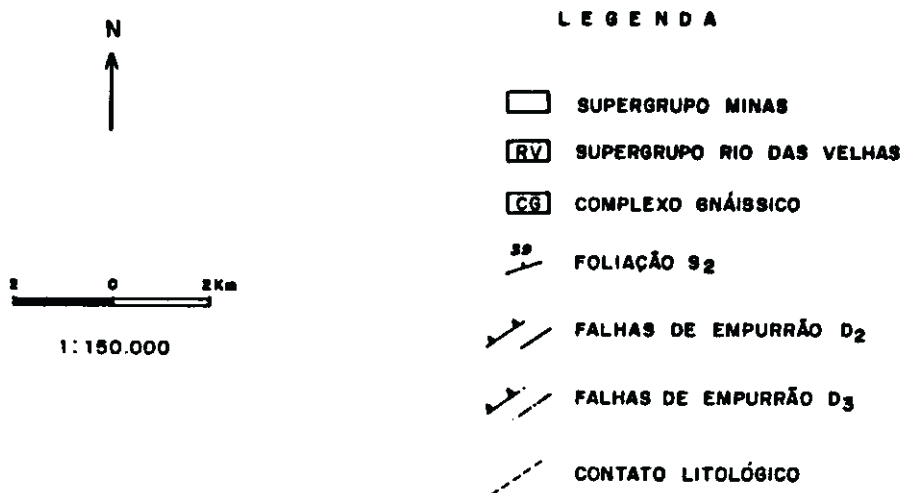
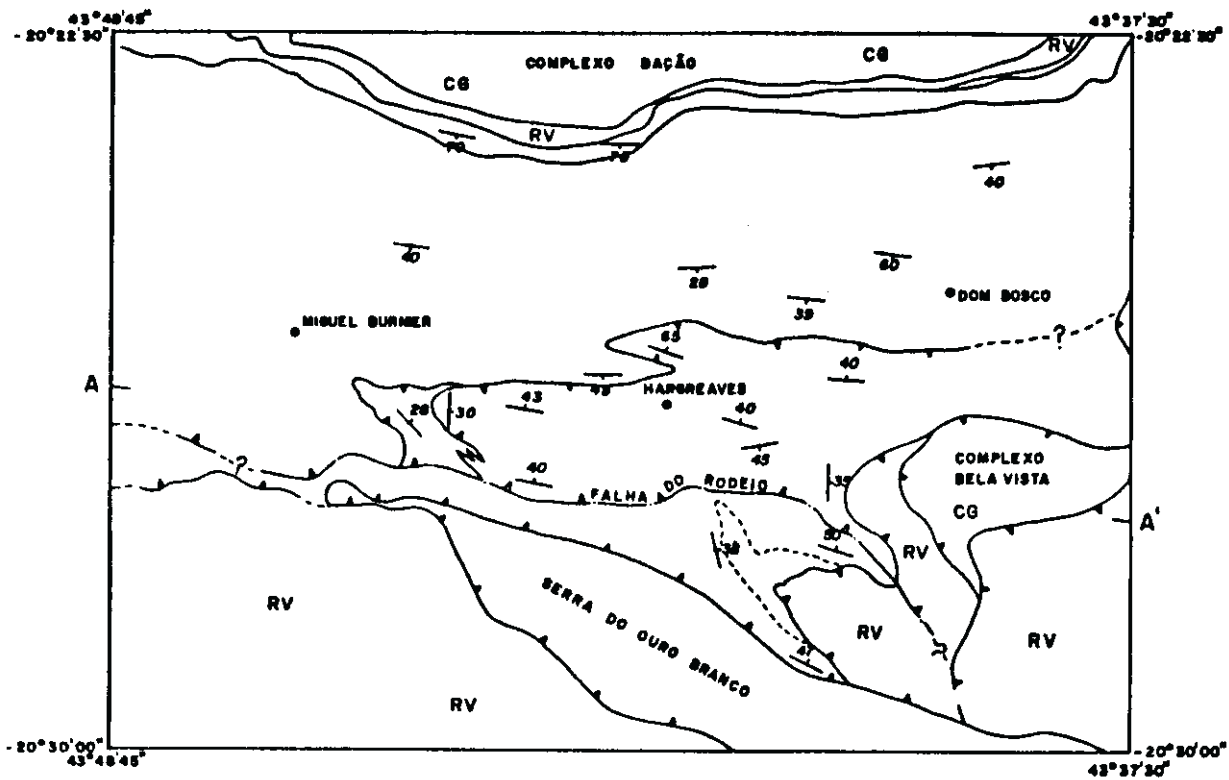


Figura 33 - Esboço geológico da porção central do Sinclinal Dom Rosco (modificado de Dorr, 1969).

tram bem o comportamento dos empurrões D_2 . A análise cuidadosa desse comportamento, sugere que as superfícies de empurrão mergulhavam originalmente para este-sudeste (fig. 32). O rumo dessas superfícies faria então aproximadamente 90° com a direção de transporte tectônico ao longo do SEMB, sugerindo sua evolução como rampas frontais (ou apresentando baixa obliquidade).

O melhor entendimento do significado estrutural e da evolução do Sinclinal Dom Bosco permitiria certamente, uma reconstrução mais confiável, da posição original dos empurrões D_2 .

Uma característica do SEMB é a grande quantidade de fatias empurradas (a maioria dos contatos litológicos mapeados corresponde à superfícies de falha vide apêndice 1 a 8). Essas lentes tectônicas mostram caráter intrincado devido à facilidade com que as superfícies de falha, que as limitam, se bifurcam e retornam à superfície da qual se bifurcaram (vide perfis E-E' à MM' apêndice 3 a 7). Essa característica pode estar relacionada à natureza da grande superfície de descolamento do sistema, não aflorante na área estudada. Se considerarmos que zonas de cisalhamento e superfícies de empurrão se propagam a partir de instabilidades no limite de uma massa rochosa (Douglas, 1958, e Elliot, 1976 em Coward & Potts, 1983), podemos então supor que o comportamento, em profundidade, de blocos autóctones ou parautoctones do complexo do embasamento pode ter causado irregularidades nessa superfície de descolamento, que teriam, por sua vez, controlado o desenvolvimento das bifurcações de superfícies de empurrão ao longo de rampas laterais, oblíquas e frontais.

Na porção este da área mapeada (mapa geológico apêndice 1) foram identificadas duas lentes de gnaiss, sendo uma no contato entre as rochas do Supergrupo Minas e Rio das Velhas e outra dentro da área de afloramento do Supergrupo Rio das Velhas.

Além dessas lentes, no extremo este da região, aflora gnaisse do Complexo Bela Vista, que mergulha para este, sobre a sequência de rochas Rio das Velhas. Esses dados denotam que na porção este da área estudada, o complexo do embasamento esteve envolvido na tectônica de empurrões D_m . Se consideramos ainda a região sudeste do sinclinal Dom Bosco como um todo, é possível que o próprio Complexo Bela Vista corresponda à uma lente tectônica do embasamento cristalino, cavalgada sobre as supracrustais (fig. 33). Regionalmente, o SEMB pode ser interpretado como parte do Sistema de Falha do Engenho, que percorre todo o limite sul do Quadrilátero Ferrífero (fig. 33).

10.7.2.2 - Relação entre Lineações L_m e a direção de transporte tectônico ao longo do Sistema de Empurrão Morro do Bule

A análise da orientação das lineações L_m (eixos B_m , lineação de interseção L_{1m} , lineação mineral L_{m2} , e lineação de estiramento mineral L_{e2}) demonstra que estas se orientam de forma geral subparalelamente ou fazendo baixos ângulos entre si, e em relação à direção de transporte tectônico ao longo das zonas de cisalhamento e superfícies de falha de empurrão D_m (figs. 12 e 13).

Em linhas gerais, três tipos de modelos têm sido propostos para explicar o paralelismo entre eixos de dobras, lineação mineral e de estiramento relativos à direção de transporte tectônico, em zonas de cisalhamento.

O primeiro modelo envolve a formação de dobras em bainha "sheath folds", observadas em rochas miloníticas presentes em zonas marcadas por alta magnitude de "strain" cisalhante (Bell,

1978; Williams, 1978; Cobbold & Quinquis, 1980). As dobras são nucleadas, a partir de perturbações na trama da rocha, com eixos dispostos perpendicularmente à lineação de estiramento mineral, a qual denota a direção de transporte tectônico. Com o progresso da deformação cisalhante, verifica-se o giro dessas charneiras para atitude de paralelismo com a lineação de estiramento. Rodhes & Gayer (1977) descrevem também a evolução de dobras não cilíndricas no "Kalak nappe complex" através da rotação dos eixos até o paralelismo com a lineação de estiramento mineral em regime de "strain" inhomogêneo, em sequências multiacamadas.

No segundo modelo é descrita a formação de dobras, com eixos paralelos à lineação de estiramento mineral (sem a rotação desses eixos), em zonas de cisalhamento dúctil, ao redor de "pods" de material menos deformado delimitados pelas superfícies de foliação milonítica, de caráter anastomótico (Bell & Hammond, 1984).

Finalmente, um terceiro modelo é desenvolvido por Coward & Potts (1983) que investigam as implicações da presença de "strain" adicional ao longo das extremidades de zonas de cisalhamento. Ao longo dos limites laterais de superfícies de empurrão, o "strain" adicional corresponderia a um componente lateral de cisalhamento ("wrench shear component"). A interação entre o movimento ao longo dos empurrões e o componente lateral de cisalhamento, produziria resultados semelhantes ao obtido pelo cisalhamento simples em superfície inclinada, ou seja, ao longo de rampas laterais de empurrão. Dobras nessas rampas laterais seriam geradas obliquamente à direção de transporte tectônico, sendo giradas até o paralelismo com essa direção.

Ridley (1986), explorando algumas consequências do modelo proposto por Coward & Potts, op. cit., descreve a evolução de

dobras com eixos paralelos à direção de transporte tectônico através da atuação, em maior ou menor grau, do componente de cisalhamento lateral, adicionado ao cisalhamento principal, em rochas com forte anisotropia planar anterior, paralela ao plano de cisalhamento principal. O processo descrito por este autor não envolve a rotação dos eixos de dobras.

O modelo mais adequado à região estudada deve considerar os seguintes fatos:

a - A orientação dos eixos B_2 subparalelamente à direção de transporte tectônico e à lineação mineral ocorre ao longo de toda a área, não estando, aparentemente, restrita a zonas de grande deformação cisalhante. Dobras F_2 com eixos subparalelos à lineação mineral e à direção de transporte tectônico foram observadas em rochas mostrando maior ou menor grau de deformação.

b - Não foram observadas dobras em bainha.

c - Rochas miloníticas foram identificadas de forma localizada.

Os dados apresentados nos itens b e c parecem indicar que, em linhas gerais, é improvável que o primeiro e o segundo modelos propostos para explicar o paralelismo entre eixos de dobras e direção de transporte tectônico, tenham sido preponderantes na região, já que envolvem grandes magnitudes de deformação cisalhante e a formação de dobras acilíndricas.

O terceiro modelo não está em desacordo com as características descritas nos itens a, b e c. No entanto, sua aplicação na área estudada apresenta alguns problemas. Como citado anteriormente, a análise do bloco-diagrama e do mapa estrutural (apêndice 2 e 8) e da figura 32 sugere a evolução dos cavalgamentos do SEMB, ao longo de rampas frontais (ou apresentando baixa obliquidade), e não laterais como prevê o modelo. Deve-se considerar

contudo, que a retrodeformação elaborada visualmente, pode ter levado a uma interpretação enganosa. Esse modelo inclui, ainda, a formação de dobras com assimetrias consistentes, com o sentido dextral ou sinistral do componente lateral de cisalhamento ao longo dos limites laterais da zona de cisalhamento. A maioria das dobras F_{22} observadas, no entanto, não mostra assimetrias consistentes.

IV.7.2.3 - Relacionamento com eventos deformacionais descritos regionalmente.

A fase de deformação D_{22} , descrita no presente trabalho constitui o principal evento deformacional, atuante nas rochas do Supergrupo Minas, identificado regionalmente por diversos autores, como "diastrofismo" ou orogênese Minas. D_{22} corresponde ao penúltimo episódio tectônico proposto por Barbosa (1961 e 1968), Guimarães (1966) e Dorr II (1969). Dentre os trabalhos mais recentes, D_{22} é correlacionável com o evento deformacional de maior intensidade, caracterizado por Pires et alii (1984), Ladeira e Viveiros, (1984), Quade (1985) Alkmim et alii (1988), Marshak & Alkmim (1989), nos metassedimentos Minas.

IV.7.3 - Fase de deformação D_3

D_3 foi responsável pela evolução de dobras nas escalas micro, meso e macroscópica, além de falhas inversas e cavalgamentos. O Sinformal Alto da Pedra Sabão e a Falha do Rodeio representam os produtos mais notáveis dessa fase de deformação (fig.

32).

Os eixos de dobras F_3 orientam-se constantemente em torno da direção este-oeste, ao longo de toda a área, enquanto os elementos lineares L_2 , apresentam-se girados na região do domínio estrutural III (fig. 13). Esse giro ocorreu provavelmente durante a implantação e desenvolvimento da Falha do Rodeio, com a reativação de alguns segmentos de falhas pré- D_3 .

As superfícies axiais S_3 apresentam atitude em torno de $007/69^\circ$ no domínio estrutural I + III e $046/60^\circ$ no domínio estrutural II (figs. 22 e 23). A orientação de S_3 subparalelamente a superfície axial do Sinformal Alto da Pedra Sabão, no domínio II, reflete provavelmente o condicionamento exercido pela evolução desse sinformal.

A deformação durante D_3 mostrou caráter heterogêneo, levando à formação de faixas caracterizadas por extremo retrabalhamento da trama anterior da rocha, em oposição a regiões onde não causou grandes modificações a essa trama.

A fase de deformação D_3 descrita no presente trabalho, corresponde ao evento D_2 proposto por Pires et alii (1984), Quade (1985), Alkmim et al. (1988) e Marshak & Alkmim (1989).

IV.7.4 - Fase de deformação D_4 .

Formaram-se, durante D_4 , dobras e crenulações, clivagem de crenulação pouco proeminente e raras falhas inversas. Esses elementos estruturais mostram grande homogeneidade de orientação, preferencial na área estudada. Os eixos B_4 mergulham tipicamente até 20° para azimutes entre 000 e 020 (Fig 30). As superfícies axiais das dobras F_4 apresentam fortes mergulhos para este ou

oeste, e direção aproximadamente norte-sul (Fig 30).

A fase de deformação D_4 pode ser correlacionada com o último evento deformacional compressivo identificado na região do Quadrilátero Ferrífero por Dorr (1969), Ladeira e Viveiros (1984), Pires et alii (1984), Quade (1985), Alkmim et al. (1988), Marshak & Alkmim (1989).

CAPÍTULO V

METAMORFISMO NA REGIÃO DO MORRO DO BULE

Nas rochas estudadas existem evidências da atuação de dois eventos metamórficos, M_1 e M_2 .

V.1 - Evento Metamórfico M_1

A assembléia mineralógica mais comum, desenvolvida durante M_1 , é composta de sericita, clorita, epidoto, turmalina e quartzo, caracterizando metamorfismo sob condições de pressão e temperatura da fácies xisto verde, zona da clorita (Miyashiro, 1979). Esses minerais metamórficos definem a foliação S_1 nos metapelitos Rio das Velhas (fig. 9).

Granada (almandina ?) e biotita foram ainda identificadas em xisto do Supergrupo Rio das Velhas (observado fresco apenas no ponto 381, 9.990E, 4.730S, apêndice 1). Esses minerais encontram-se bastante cloritizados. É provável que tenham se cristalizado ou recristalizado durante M_1 , tendo sido posteriormente retrometamofizados. O evento M_1 alcançou então, localmente, condições de pressão e temperatura da fácies epidoto-anfibolito, zona da almandina.

A intensa tectônica de empurrões atuante durante D_2 , deve explicar a superposição de rochas metamorfizadas em diferentes

ambientes de pressão e temperatura.

V.2 - Evento Metamórfico M_m

Supergrupos Rio das Velhas e Minas.

O evento metamórfico M_m levou à cristalização e/ou recristalização de variada assembléia de minerais em metapelitos, metarenitos, rochas resultantes do metamorfismo de sedimentos carbonáticos, e metabasitos. A tabela 8 discrimina os minerais metamórficos identificados de acordo com as litologias nas quais foram observados.

Nos metapelitos predominantes no Supergrupo Rio das Velhas, ocorreu a recristalização de quartzo, sericita, clorita, turmalina e epidoto.

No Supergrupo Minas, cristalizaram-se, ou recristalizaram-se, nas diversas litologias (vide tabela 8) quartzo, carbonato, plagioclásio, sericita, clorita, biotita (e/ou stilpnomelana), turmalina, cloritóide, epidoto, zoizita, clinozoizita, Ca-Mg-anfibólio, cumingtonita, e hematita.

As assembléias minerais identificadas caracterizam metamorfismo atuante sob condições de pressão e temperatura da fácies xisto verde (Miyashiro, 1979). A zona da clorita é indicada para as rochas do Supergrupo Rio das Velhas. A presença de biotita em metapelitos (filito e quartzo-filito da Unidade D) do Supergrupo Minas indica a zona da biotita para essa sequência.

A evolução dos grãos minerais ao longo do evento metamórfico

UNIDADES LITOLÓGICAS E LITOGESTATIGRAFICAS		QUAR	CARBO	PLAGIO	SERI	CLO	BIO	TURMA	CLORI	EPI	ZOI	CLINO	Ca	Mg	AN	ICUMINGO	HEM	GRA			
LITOGESTATIGRAFICAS		ITZO	MATO	CLASIO	CITA	MITA	ITIA	LINA	TOIDE	DOO	ZITA	ZOIZITA	FISOLIO	ITONITA	ITITA	MADA					
MINAS	PIRACICABA	H	FILITO CARBONATICO	Q	C	S	Cl	Bi													
		G	QUARTIZITO MARRON	Q		S														H	
		F	DOLOMITO	Q	C	S	Cl	Bi		Ep				A					Ca		
		E	ITABIRITO	Q																H	
		D	QUARTIZITO E FILITO	Q		S	Cl	Bi	T		Ep										
	SUPERGRUPO	GRUPO	C	FILITO CINZA	Q		S														
			B	SERICITA E FILITO	Q		S	Cl	T	Cl	Ep										
			A	QUARTIZITO	Q		S	Cl			Cl										H
				FILITO CARBONATICO	Q	C	P	S	Cl	Bi	T										
				SERICITA-FILITO	Q			S	Cl	T		Ep	Z								
GRUPO ITABIRA			CLORITA-FILITO	Q			S	Cl			Ep		Cl								
			DOLOMITO	Q	C	S	Cl	Bi			Ep										
			ITABIRITO DOLOMITICO	Q	C	S	Cl				Ep									H	
			DOLOMITO BANDADO	Q	C	S	Cl	Bi												H	
			FILITO	Q			S	Cl	Bi	T										H	
GRUPO CARACA		QUARTIZITO E QUARTZO-FILITO	Q		S	Cl			Cl	Ep											
		FILITO	Q		S	Cl															
		XISTO	Q			Muscovita	Bi												Gr		

Tabela 3 - Minerais metamórficos presentes nas diversas litologias observadas na região do Morro do Bule e Hargreaves.

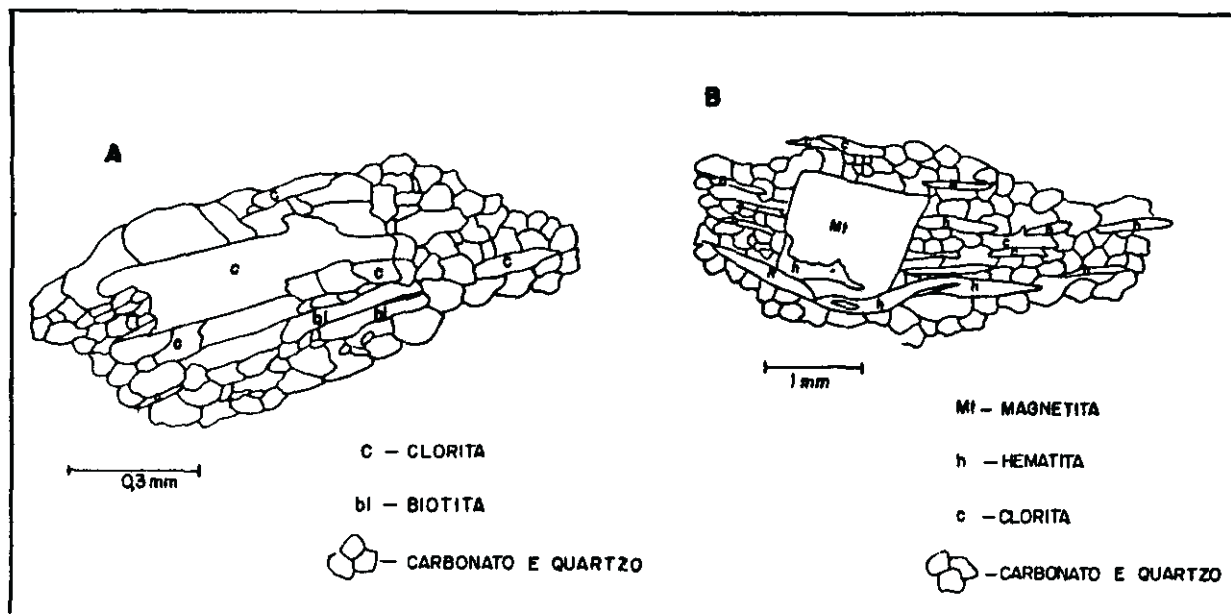


Figura 34 - A - Grãos de clorita, biotita (e localmente de quartzo e carbonato) encontram-se orientados preferencialmente segundo a foliação S_{m2} . Em filito carbonático da Formação Gandarela, no ponto 987 (2.180E, 120S, apêndice 1); B - Grãos de hematita e clorita orientados preferencialmente segundo a foliação S_{m2} . Em dolomito da Formação Cauê no ponto 672 (6.110E, 3.120S).

M_{m2} , ocorreu predominantemente sob atuação do campo de esforços atuante durante a fase de deformação D_{m2} . Esses grãos definem a foliação S_{m2} ($S_{a_{m2}}$ e $S_{c_{m2}}$ no Supergrupo Rio das Velhas, e S_{m2} nos metassedimentos Minas) e a lineação mineral L_{m2} , mostrando características de sua cristalização e/ou recristalização sincinemática. As figuras 34, 35, 36, 37 e 38 ilustram o quadro geral observado.

Localmente foram identificados registros de recristalização mineral relacionada às fases de deformação D_{m3} e D_{m4} (figs. 35, 36, 37 e 38). Esses episódios de recristalização se processaram

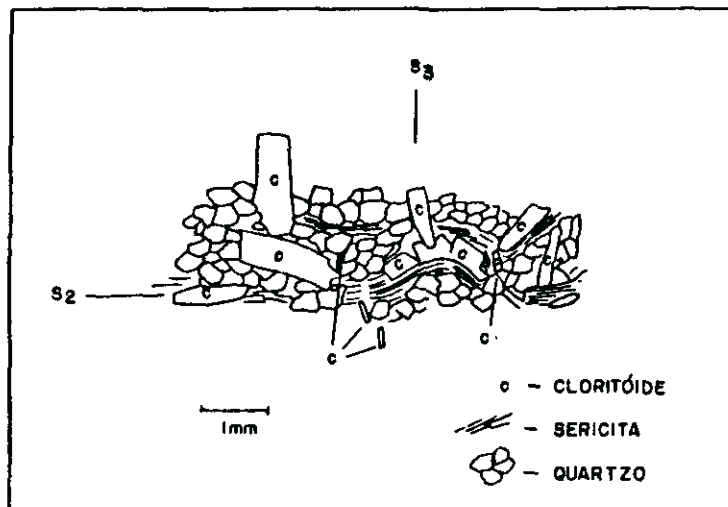


Figura 35 - Grãos de cloritóide pós- D_2 , orientados paralela ou subparalelamente à superfície axial de microdobras F_3 , que deformam a foliação S_2 (conferida pela orientação preferencial de sericita e cloritóide). Em cloritóide-sericita-quartzito no ponto 873 (4.620E, 650S, apêndice 1).

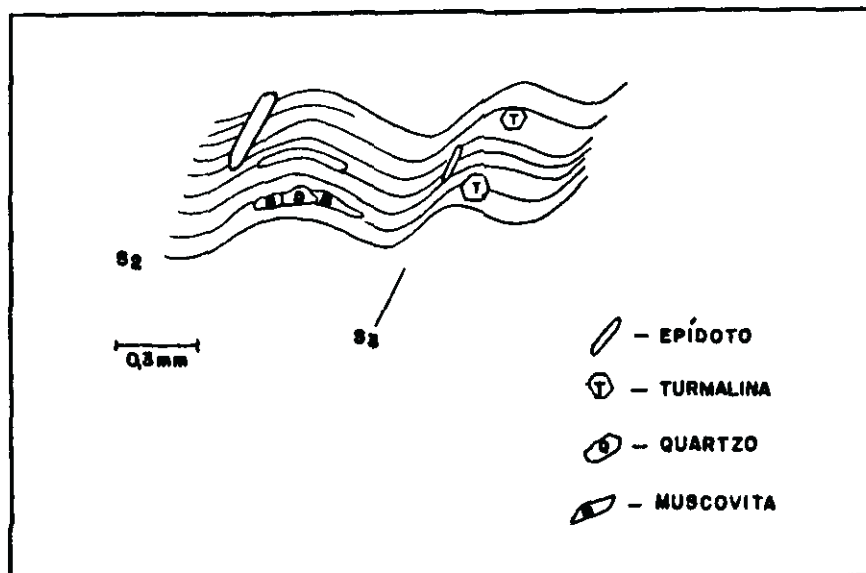


Figura 36 - Grãos de epídoto orientados paralela ou subparalelamente ao alinhamento dos flancos de crenulações F_3 , assimétricas. A foliação S_2 é conferida pela orientação preferencial de sericita, epídoto e agregados lenticulares de quartzo e muscovita. Em filito da Unidade D no ponto 776 (8.420E, 4.240E, apêndice 1).

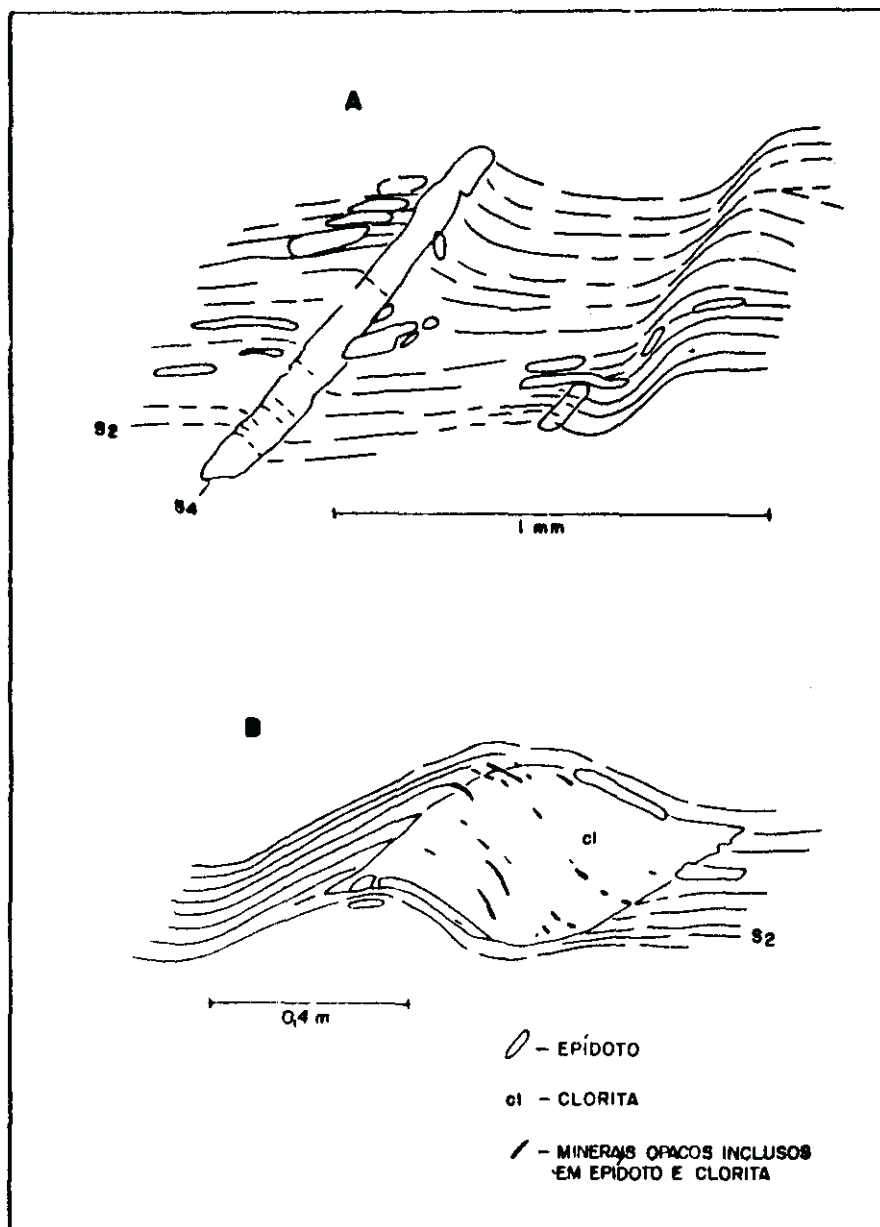


Figura 37 - A - Grãos de epidoto orientados segundo a foliação S_2 , incluindo S_2 . A foliação S_2 é conferida pela orientação preferencial de clorita (epidoto e minerais opacos), e encontra-se crenulada; B - Grão de clorita incluindo S_2 . Tanto em A como em B os grãos minerais pós- D_2 (epidoto e clorita) cresceram durante D_3 , tendo sofrido rotação no sentido horário, ainda ao longo de D_3 . Em clorita-filito, Formação Gandarela no ponto 678 (4.520E, 3.120S apêndice 1).

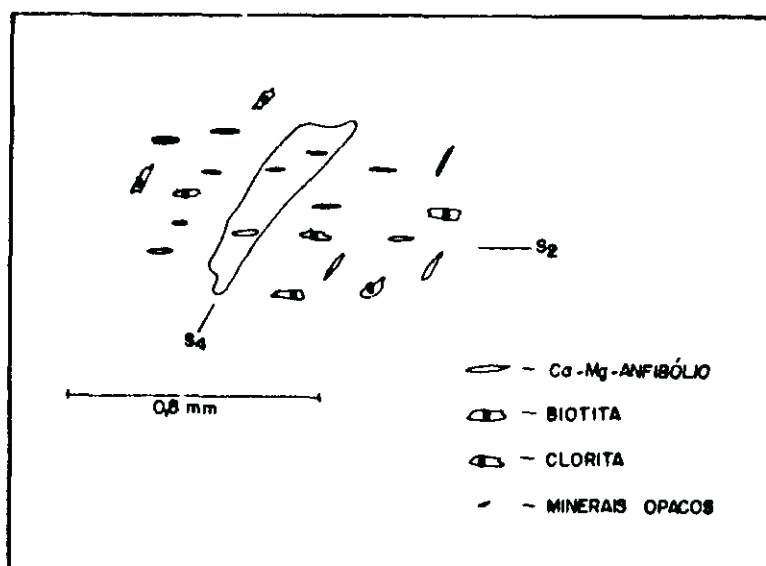


Figura 38 - Ca-Mg-anfibólio, biotita e clorita orientados preferencialmente segundo as foliações S_2 e S_4 , em matriz carbonática. Em dolomito da Unidade F, no ponto 119 (7.710E, 3.550S apêndice 1).

ainda sob a atuação do evento metamórfico M_2 , sob condições de pressão e temperatura da fácies xisto verde.

Grãos de clorita, biotita, cloritóide e Ca-Mg-anfibólio pós- D_2 ocorrem em algumas lâminas delgadas (14 das 177 estudadas de rochas supracrustais), orientados segundo a foliação S_3 (figs. 35 e 36). Esses grãos minerais mostram continuidade ótica, ou seja, grãos de clorita extinguem-se simultaneamente, o mesmo ocorrendo com biotita, cloritóide e Ca-Mg-anfibólio, indicando recristalização sincinemática sob a influência do campo de esforços reinante durante D_3 .

Foram observados, ainda (em duas lâminas delgadas) grãos de clorita, biotita, sericita e Ca-Mg-anfibólio, pós- D_2 , em continuidade ótica, orientados segundo S_4 , o que registra recristalização sincinemática localizada ao longo de D_4 (figs. 37 e 38). Na figura 37 pode-se observar a foliação S_2 inclusa em grãos de

epídoto e clorita, rotacionada em relação a S_2 no exterior desses grãos, demonstrando giro no sentido horário, posterior à recristalização mineral. A rotação dos grãos deve ter ocorrido durante D_4 .

- Complexo do Embasamento

A foliação no gnaisse do complexo do embasamento é conferida pela orientação preferencial planar a curvilinear de biotita, muscovita e agregados lenticulares de quartzo, concentrados em lâminas com espessuras milimétricas a submilimétricas. Essa foliação corresponde, provavelmente, a S_2 , (já que D_2 foi o evento deformacional mais intenso a atuar na região) tendo tais minerais recristalizado durante M_2 .

CAPÍTULO VI

CONCLUSÕES

As seqüências litológicas estudadas são correlacionáveis ao complexo do embasamento, ao Supergrupo Rio das Velhas e ao Supergrupo Minas. O contato entre essas seqüências é tectônico, através de superfícies de falha de empurrão. Rochas que compõem o complexo do embasamento foram ainda identificadas em áreas anteriormente mapeadas como quartzitos do Grupo Caraça e filito do Grupo Piracicaba, respectivamente.

Pelo menos quatro fases de deformação atuaram nas rochas da região: D_1 , D_2 , D_3 e D_4 .

D_1 apresenta caráter obscuro, tendo atuado nas rochas pré-Minas.

D_2 , primeira fase de deformação identificada a afetar os metassedimentos Minas, atuou sob esforços compressivos cisalhantes, responsáveis por intensa movimentação de fatias tectônicas. Desenvolveram-se, então, superfícies de empurrão integrando um sistema imbricado, denominado Sistema de Empurrão do Morro do Bule (SEMB), que domina a estrutura Megascópica da região. O transporte de massa ao longo do SEMB foi dirigido para oeste-noroeste. As principais feições estruturais na micro e mesoescalas evoluíram durante D_2 .

D_3 foi responsável pela evolução do Sinformal Alto da Pedra Sabão e da Falha do Rodeio, que produziram significantes altera-

ções na disposição geral dos cavalgamentos do SEMB. A Falha do Rodeio evoluiu, provavelmente, como um cavalgamento dirigido para sul, reativando, em parte, superfícies de empurrão pré-D₃.

As feições estruturais desenvolvidas durante D₄ estão restritas às escalas micro e mesoscópicas, não tendo afetado de forma significativa as estruturas pré-D₂.

Dois eventos metamórficos M₁ e M₂ atuaram nas rochas da região, ambos sob condições de pressão e temperatura da fácies xisto verde. M₁ afetou apenas as rochas pré-Minas. M₂ corresponde ao auge da cristalização e recristalização de minerais metamórficos que se processou sincinematicamente durante D₂.

BIBLIOGRAFIA

ALKMIM, F.F., 1985, Sedimentologische, lithostratigraphische und tektonische untersuchungen in der Serra de Ouro Branco. Minas Gerais, Brasilien Dissertation. Tu Clausthal, Clausthal. 217p.

ALKMIM, F.F ; QUADE, H. & EVANGELISTA, M.T.R., 1988. Sobre a história da deformação dos metassedimentos do Supergrupo Minas e Grupo Itacolomi, no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Rev. Bras. Geoc. (no prelo).

ALMEIDA, F.F.M. de, 1976, Estrutura do Pré-Cambriano inferior brasileiro. In CONGR. BRAS. GEOL., 29, Ouro Preto, 1976. Resumos ... Ouro Preto, SBG, p. 201-202.

_____, 1977, O cráton do São Francisco. Rev. Bras. Geoc., 7: 349-364.

_____, 1981, O Cráton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. In SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, Salvador, 1981. Anais... Salvador, SBG-Núcleo da Bahia, p. 1-10.

BARBOSA, A.L.M., 1961, Tectônica do Quadrilátero Ferrífero de Minas Gerais. In SEMANA DE ESTUDOS GEOLÓGICOS E ECONÔMICOS DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO, Ouro Preto, 1961. Bol... Ouro Preto, SICEG. V. 1, p. 49-52.

BARBOSA, O., 1949, Contribuição à geologia do centro de Minas Gerais. Min. e Met. 14(79): 3-19.

_____, 1968, Contribuições recentes à Geologia do Quadrilátero Ferrífero. Ouro Preto, Escola de Minas, 3ª ed., 63p. (Conf. Proferida na SBG, Núcleo MG, Belo Horizonte, 1968).

BELL, T.H., 1978, Progressive deformation and reorientation of fold axis in a ductile mylonite zone: The Woodroffe Thrust. Tectonophysis, 44:285-320.

BELL, T.H. & HAMMOND, R.L., 1984, On the internal geometry of mylonite zones. J. Geol., 92:667-686.

BOA NOVA, F.P., 1929, Jazida de blenda, Brasil. Serv. Geol. Mineral. Rel. Annual 1928, p. 157-171, Rio de Janeiro.

_____, F.P., 1930, Estudos dos Minérios de Chumbo, Zinco e Antimônio do Morro do Bule, Ouro Preto, Brasil. Serv. Geol. Mineral. Rel. Annual 1929, p. . 25-27. Rio de Janeiro.

BARD, J. P., 1980, Microtextures des Roches Magmatiques et metamorphiques. New York, Masson 192p.

- BOYER, S.E. & ELLIOT, D., 1982, Thrust Systems Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., V. 66 n° 9, p. 1196-1230.
- BUTLER, R.W.H., 1982, The terminology of structures in thrust belts. J. Struct. Geol., 4(3):239-245.
- CHOUKROUNE, P., GAPAIS, D. & MERLE, O. 1987, Shear Criteria and Structural Symetry. J. Struct. Geol., V. 9, n° 5/6, p. 525-530.
- COBBOLD, P.R. & QUINQUIS, H., 1980, Development of sheath folds in shear regimes, J. Struct. Geol. 2(1/2-):119-126.
- CORDANI, V.G., KAWASHITA, G.M., QUADE, H., REIMER, V. & ROESER, H., 1976, Interpretação Tectônica e Petroológica de dados Geocronológicos do Embasamento no Bordo Sudeste do Quadrilátero Ferrífero, MG. An. Acad. Brasil. Cienc., v. 48, n°4, p. 784-785.
- CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K; MULLER, G.; QUADE, H.; REIMER, V. & ROESER, H., 1980, Interpretação tectônica e petrológica de dados geocronológicos do embasamento no bordo sudeste do Quadrilátero Ferrífero-Minas Gerais. An Acad. Bras. Cienc. 52(4)785-799.
- COWARD, M.P. & POTTS, G.J., 1983, Complex strain patterns developed at the frontal and lateral tips to shear zones and thrust zones. J. Struct. Geol., 5(3/4):383-399.
- DAVIS, G.H., 1984, Structural geology of rocks and regions, New York, John Wiley & Sons. 492p.
- DERBY, O.A., 1906, The Serra do Espinhaço, Brasil, J.Geol., v. 14, n° 3, p. 374-301.
- DORR II, J.V.N.; GAIR, J.E.; POMERENE, J.B.; REYNEARSON, G.A., 1957, Revisão da estratigrafis pré-cambriana do Quadrilátero Ferrífero. Trad. A. L. M. Barbosa, Rio de Janeiro, DNPM/DFPM. 33p. (Avulso 81).
- _____, 1969, Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. Washington, DNPM/USGS. 109p. (Prof. Paper 641-A).
- ENDD, I, 1988, Análise estrutural Qualitativa do Minério de Ferro e encaixantes da Mina de Timbopeba - Borda leste do Quadrilátero Ferrífero, Mariana, MG. Dissertação de Metrado, Universidade Federal de Ouro Preto, 130p.
- FLEUTY, M.J., 1964, The description of folds: Geological Association Proceedings, V. 75, p.461-492.
- GAIR, J.E., 1962, Geology and ore deposits of the Nova Lima and Rio Acima Quadrangles, Minas Gerais, Brazil, Washington, USGS. 67p. (Prof. Paper 341-A)
- GLOECKNER, K.H., 1981, Lithostratigraphie, sedimentologie, tektonik und metamorphose der proterozoischen Itacolomi-Serie bei Ouro Preto, Minas Gerais, Brasilien. Dissertation. TU Clausthal, Clausthal. 220p.
- GOMES, C.J.S., 1986, Estudos estruturais e texturais no Complexo

de Bação e nos metassedimentos adjacentes, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: CONGR. BRAS. GEOL., 34, Goiania. 1986. Anais... Goiania, SBG. V.3 p1232-1245.

GRAY, D.R., 1979, Microstructure of crenulation cleavages: An indicator of cleavage origin. *Am. J. Sci.*, 279:97-128.

GUERREIRO, M.G.S., 1972, Prospecção Aluvionar Aplicada à Região de Dom Bosco e Morro do Bule - Minas Gerais. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 49p.

GUIMARÃES, D., 1931, Contribuição à geologia do Estado de Minas Gerais. *Serv. Geol. Min. do Brasil*. 36p. (Boletim 55).

_____, 1934, Jazida de Minério Sulfurado do Morro do Bule, Hargreaves, Ouro Preto, Minas Gerais. *Dep. Serv. Geogr. Geol.*, Belo Horizonte bol. nº 2 p. 25.

_____, 1966, Contribuição ao estudo do polimetamorfismo da Serie Minas. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM. (Avulso 90).

GUIMARÃES, D. & ALVES DE SOUZA, H.C., 1932, Estudos sobre o Eoclásio de Trino, Hargreaves, Município de Ouro Preto. *An. Acad. Brasil de CIEN.* Tomo IV nº 2 p. 33-38.

GUIMARÃES, D. & COELHO I.S., 1946a, Prospecção da Jazida Zinco-antimonífera do Morro do Bule, em Ouro Preto, Minas Gerais. *Min. Met.*, V.XI, nº 61, p. 59-60. Rio de Janeiro.

_____, 1946b, Blenda, Estibinita e outros minerais, sulfurados, Morro do Bule, Minas Gerais, Brasil, Div. Fom. Prod. Mineral, bol nº 79, p. 25-27. Rio de Janeiro (GUIMARÃES 1965).

HARDER, E.C.; CHAMBERLIN, R.T., 1915, The geology of central Minas Gerais, Brazil. *J. Geol.*, 23:341-378.

HERZ, N., 1970, Gneissic and igneous rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil, Washington, DNPM/USGS. 58p. (Prof. Paper 641-B).

_____, 1978, Metamorphic rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil, Washington, USGS. 81p (Prof. paper 641-C).

HOBBS, B.E.; MEANS, W.D. & WILLIAMS, P.F., 1976, An outline of structural geology, New York, John Wiley & Sons. 571p.

INDA, H.A.V.; SCHORSCHER, H.D.; DARDENNE, M.A.; SCHOBENHAUS, C.; HARALY, N.L.E.; BRANCO, P.C.A. & RAMALHO, R., 1984, O Cráton do São Francisco e a Faixa de Dobramentos Araçuaí. In: SCHOBENHAUS, 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*. Brasília. MME/DNPM. p. 193-248.

JARDIM DE SÁ, E.F.J. & HACKSPACHER, P.C., 1982, Revisão sobre análise estrutural. Parte I: Conceituação básica e métodos. *Ciên. Terra*. nº 5, p. 24-33.

JOHNSON, R.F., 1962, Geology and Ore Deposits of the Cachoeira do Campo Dom Bosco, and Ouro Branco Quadrangles Minas Gerais, Brazil. Washington, DNPM/USGS 37p. (Prof. Paper 341-B)

LACOURT, F., 1936, Resumo da Geologia da Folha de Ouro Preto. An. Esc. Min. Ouro Preto, nº27, p. 48.

LADEIRA, E.A., 1980, Metallognesis of gold at the Morro Velho mine and in the Nova Lima district, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. Ph.D. Thesis. Univ. Ontario, Canada. 272p.

LADEIRA, E.A.; ROESER, H.M.P. & TOBSCBALL, H.J., 1983, Evolução petrogenética do cinturão de rochas verdes, Rio das Velhas, Quadrilátero ferrífero, Minas Gerais, In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 2, Belo Horizonte, 1983. Anais... Belo Horizonte, SBG-Núcleo Minas Gerais. p. 149-165 (Boletim 3).

LADEIRA, E.A. & VIVEIROS, J.F.M., 1984, Hipótese sobre a estruturação do Quadrilátero Ferrífero com base nos dados disponíveis. Belo Horizonte, SBG/Núcleo Minas Gerais. 18p. (Boletim 4).

LISTER, G.S., & SNOKE, A.W., 1984, S-C Mylonites, J. Struct. Geol., V.6, nº 6, p. 617-638.

MACHADO, N. NOCE, C.M., BELO DE OLIVEIRA, O.A. & LADEIRA, E.A., 1989, Evolução Geológica do Quadrilátero Ferrífero no Arqueano e Proterozóico Inferior, com Base em Geocronologia U-Pb. In: SIMP. GEOL. NÚCLEO MINAS GERAIS, 5/SIMP. GEOL. NÚCLEO BRASÍLIA, 1, Belo Horizonte 1989. Anais, Belo Horizonte, SBG, Núcleo Minas Gerais.

MARSHAK, S. & ALKMIM, F.F. 1989. Proterozoic extension/contraction tectonics of the southern São Francisco Cráton and adjacent regions, Minas Gerais, Brazil: A Kinematic model relating Quadrilátero Ferrífero, São Francisco Basin and Cordilheira do Espinhaço, Tectonics 8(3):SSS-S71.

MARSHAK, S & MITRA, G, 1988. Basic methods of structural geology, New Jersey, Prentice Hall. 446p.

MITRA, G. & MARSHAK, S., 1988, Description of mesoscopic structure. In: MARSHAK, S. & MITRA, G., Basic methods of structural geology. New Jersey, Prentice Hall. p. 213-247.

MIYASHIRO, A., 1979, Metamorphism and Metamorphic Belts. London. GEORGE ALLEN & UNWIN LTD, 492p.

MORAES, M.A.S., 1985, Reconhecimento de fácies sedimentares em rochas metamórficas da região de Ouro Preto, Minas Gerais, In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 3, Belo Horizonte, 1985. Anais... Belo Horizonte, SBG-Núcleo Minas Gerais. p. 84-93 (Boletim 5).

MOSHER, S. & HELPER, M., 1988, Interpretation of poly-deformed terranes, In: Marshak & Mitra, G. Autors. Basic methods of structural geology. New Jersey, Prentice Hall. p. 361-364.

OLSEN, D.R., 1971, Origin of topaz deposits near Ouro Preto, Minas Gerais, Brazil. Economic Geology, V.66, nº 4, p. 627-631.

PETTIJOHN, F.J., POTTER, P.E. & SIEVER, R., 1973, Sand and Sandstone, Springer-Verlag, Berlim, 617p.

PIRES, F.R.M., 1977, Geologia do Distrito manganêsífero de Conselheiro Lafaiete. Tese de mestrado Inst. Geoc. Univ. Fed. Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

_____, 1983, Greenstones as a part of the Minas Supergroup in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. Rev. Bras. Geoc., 13(2):106-112.

PIRES, F.R.M., PALERMO, N. & Sarciá, M.N.G., 1984, Análise de deformação e revisão litoestratigráfica do Supergrupo Minas no sinclinal Dom Bosco, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: CONG. BRAS. GEOL. 33, Rio de Janeiro. 1984. Anais, Rio de Janeiro, SBG V.7, p. 3151-3165.

PIRES, F.R.M. & FRAGA, L.M.B., 1985, Evidências da presença de embasamento gnássico, Complexo Bela Vista - na estrutura Dom Bosco, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 3, Belo Horizonte, 1985. Anais, Belo Horizonte. SBG. Núcleo Minas Gerais Bol. nº 5, p. 94-99.

PIRES, F.R.M., TEIXEIRA, M., 1985, Gênese dos depósitos de cianita do distrito de Ouro Preto, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 3, Belo Horizonte 1985. Anais, Belo Horizonte, SBG. NÚCLEO MINAS GERAIS Bol nº 5. p. 251-263.

QUADE, H., 1985, Deformation pattern of the Precambrian Iron Quadrangle, Brazil. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON TECTONIC AND STRUCTURAL PROCESSES, Rijksuniversiteit Utrecht, Utrecht. p. 113-114.

QUÉMÉNEUR, J.J.G., 1984, Contribuição à microtectônica e ao metamorfismo da região de Rodrigo Silva e Oeste de Ouro Preto, MG., Anais XXXIII, Congresso Brasileiro de Geologia, p. 3306-3318.

_____, 1985, Nota preliminar sobre o metamorfismo a cianita e o cloritóide na região de Ouro Preto - MG. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 3, Belo Horizonte 1985. Anais, Belo Horizonte, SBG, Núcleo Minas Gerais bol. nº 5, p. 193-200.

RAMSAY, J.G., 1967, Folds and Fracturing of rocks, New York, McGraw-Hill. 568p.

RAMSAY, J.G. & HUBER, M.I., 1987, The techniques of modern structural geology, Vol.1: Folds and Fractures; London, Academic Press. 307p.

RHODES, S. & GAYER, R.A., 1977, Non-cylindrical folds, linear structures in the X direction and mylonite developed during translation of the Caledonian Kalak Nappe Complex. Geol. Mag., 114(5):329-408.

RIDLEY, J., 1986, Parallel stretching lineations and fold axis oblique to a shear displacement direction: model and observation. J. Struct. Geol., 8(16):647-653.

ROESER, H.; ROESER, U.; LADEIRA, E.A. & TOBSCHALL, H.J., 1982, The petrology and geochemical evolution of the basement of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. In: QUINTO CONG. LATINO-AMER. DE GEOL., Argentina, 1982. Actas III. p. 675-690.

SCHORSCHER, H.D., 1976, Polimetamorfismo do Pré-Cambriano na região de Itabira, Minas Gerais, Brasil. In: CONGR. BRAS. GEOC., 29, Ouro Preto, 1976. Resumos... Ouro Preto, SBG. p. 194-195.

_____, 1978, Komatiitos na estrutura "Greenstone Belt", Série Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais/Brasil. In: CONG. BRAS. GEOL., 30. Recife, 1978. Resumo das Comunicações. Recife. SBG, 1987. p. 292-3 (Bol.1).

_____, 1979, Evolução Geotectônica e petrológica do Embasamento Arqueano do Quadrilátero Ferrífero. An. Acad. Brasil. Cien. V.51, nº 4, p. 767-762.

SEARLE, M.P., 1986, Sequence of thrusting and origin of culminations in the northern and central Oman Mountains. J. Struct. Geol., V.X, nº 2, p.129-148.

SENNA, J.C. DA COSTA, 1906, Nota sobre uma Jazida de Blenda no Município de Ouro Preto. An. Esc. Min. Ouro Preto nº 8, p. 17-22.

SIMMONS, G.E. & MAXWELL, C.H., 1961, Grupo Tamanduá da Série Rio das Velhas. Rio de Janeiro, DNPM/DGM. 30p. (Boletim 21).

SIMPSON, C. & SCHIMID, S.M., 1983, An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. Geol. Soc. Am. Bull., V.94, p. 1281-1288.

SUDGEN, T., 1987, Kinematics indicators: structures that record the sense of movement in mountain chains. Geology Today, May-June, p. 93-99.

TEIXEIRA, W., 1982, Geochronology of the southern part of the São Francisco Cráton. Rev. Bras. Geoc., 12(1-3):268-277.

TEIXEIRA, W., Fonseca, A., Poupeau, G., Padilha, A.V., Zaparoli, L.H., Kawashita, K., Khoury, M. C., 1985, Esbolso da Evolução Geotectônica da parte Sul do Cráton do São Francisco: Uma interpretação com base nos dados Rb-Sr, Pb-Pb e traços de fissão. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 3, Belo Horizonte 1985. Anais, Belo Horizonte, SBG, Núcleo Minas Gerais bol. no. 5 p. 28-44.

TUCKER, M.E., 1985, Sedimentary Petrology, An Introduction (Geoscience Tests: vol.3) London. Blackwell Scientific Publications, 252p.

TURNER, F.J. & WEISS, L.E., 1963, Structural analysis of metamorphic tectonites. New York, McGraw-Hill. 545p.

WALLACE, R.M., 1958, The Moeda Formation. In: BOLETIM DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOCIÊNCIAS. São Paulo, 1958. Boletim... São Paulo, SBG. 7(2), p. 59-60.

WILLIAMS, P.F., 1985, Multiply deformed terrains - Problems of Correlation, J. Struct. Geol. V.7, nº 3/4, p. 269-280.

WILLIAMS, G.D., 1978, Rotation of contemporary folds into the the X direction during overthrust processes in Laksefjord, Finn-

mark. Tectonophysics, 48:29-40.

WINKLER, H.G.F. - 1977, Petrogênese das rochas metamórficas, São Paulo, Edgar Blucher; Porto Alegre, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 254p.