

CONVÊNIO UFPR - MINEROPAR

ESTUDOS GEOLÓGICOS INTEGRADOS DO

PRÉ - CAMBRIANO PARANAENSE

TEXTO FINAL

CURITIBA, NOVEMBRO DE 1985

MINEROPAR
Minerais do Paraná S.A.
BIB. I. 1. A

CONVENIO UFPR - MINEROPAR

ESTUDOS GEOLOGICOS INTEGRADOS
DO PRE-CAMBRIANO PARANAENSE

TEXTO FINAL

CURITIBA, NOVEMBRO DE 1985

551.42
(816.2)
F 519
nr. 3

MINEROPAR
Minerais do Paraná S.A.
BIB. I. 1. A

BIBLIOTECA
MINEROPAR

Registro n. 2474



Biblioteca/Mineropar

MINEROPAR
Minerais do Paraná S/A.
BIBLIOTECA
REG. 2474 DATA 25/03/86

PARTICIPANTES DO PROJETO

- ** ALBERTO PIO FIORI (COORDENADOR)
- ** ELIMAR TREIN
- ** EMERSON CARNEIRO CAMARGO
- ** JOSE MANOEL DOS REIS NETO
- ** JOSE RUBENS NADALIN
- ** MAURO SALGADO MONASTIER
- ** RENATO EUGENIO DE LIMA
- ** ROBERTO ACCIOLY VEIGA

- * CELSO EDUARDO FUMAGALLI
- * DANIEL LUIZ GOMES
- * EDUARDO SALAMUNI
- * ELVO FASSBINDER
- * JOSE ROBERTO GOIS

CONVENIO UFPR* - MINEROPAR

CURITIBA, NOVEMBRO DE 1985

- ** PROFESSORES DO DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA DA UFPR.
- * ESTAGIARIOS. GRADUANDOS DO CURSO DE GEOLOGIA DA UFPR.

SUMARIO

RESUMO.	XIV
1. INTRODUCAO	
1.1 GENERALIDADES.	01
1.2 LOCALIZACAO E EXTENSAO DA AREA.	02
1.3 PARTICIPANTES DO PROJETO.	02
1.4 METODOLOGIA ADOTADA.	04
1.5 EQUIPES DE GRADUANDOS DA UFPR.	08
1.6 AGRADECIMENTOS.	08
2. TRABALHOS PREVIOS	
2.1 GENERALIDADES.	11
2.2 FASE HISTORICA.	12
2.3 FASE INTERMEDIARIA.	12
2.4 FASE ATUAL.	13
3. AS PRINCIPAIS ESTRUTURAS DA AREA	
3.1 FALHAMENTOS.	18
3.1.1 FALHAS TRANSCORRENTES.	18
3.1.2 FALHAS DIRECIONAIS SINTETICAS E ANTITETICAS.	20
3.1.3 FALHAS DE EMPURRAO.	21
3.1.3.1 FALHA DO ANTIFORME DO SETUVA.	21
3.1.3.2 FALHA DO MORRO GRANDE.	22
3.1.3.3 FALHA DO ALMIRANTE TAMANDARE.	22

3.1.3.4	FALHA DO BETARA,	23
3.1.3.5	FALHA DO QUEIMADINHO,	23
3.1.3.6	FALHA DAS ARANHAS,	23
3.1.3.7	FALHA DO CHOPIN,	24

4. COMPARTIMENTAÇÃO TECTÓNICA DA ÁREA

4.1	COMPARTIMENTAÇÃO DEVIDO A FALHAS TRANSCORRENTES, ...	25
4.2	COMPARTIMENTAÇÃO DEVIDO A FALHAS DE EMPURRAO,	26
4.2.1	BLOCO I,	31
4.2.2	BLOCO II,	31
4.2.3	BLOCO III,	32
4.2.4	BLOCO IV,	32
4.2.5	BLOCO V,	32
4.2.6	BLOCO VI,	33
4.2.7	BLOCO VII,	33
4.2.8	BLOCO ID,	34
4.2.9	BLOCO IID,	34

5. AS PRINCIPAIS ESTRUTURAS DOBRADAS DA ÁREA

5.1	BLOCO TECTÓNICO E,	36
5.1.1	ANTIFORME DO SETUVA,	36
5.1.2	SINFORME DO MORRO GRANDE,	39
5.1.3	SINFORME DE COLOMBO,	40
5.1.4	SINFORME DA CACHOEIRINHA,	43
5.1.5	SINFORME DE ALMIRANTE TAMANDARÉ,	45
5.1.6	ESTRUTURA DE SANTA RITA,	48
5.2	BLOCO TECTÓNICO D,	48
5.2.1	ANTIFORME DO RIO DO SALTO,	50
5.2.2	ANTIFORME DO RIO VOTUVERAVA,	50

5.2.3 NUCLEO BETARA. 52

6. ASPECTOS LITOLÓGICOS

6.1 BLOCO I. 56

6.1.1 GENERALIDADES. 56

6.1.2 MIGMATITOS E GNAISSES. 56

6.1.2.1 MIGMATITOS BANDADOS, 56

6.1.2.2 METATEXITO, 57

6.1.2.3 GRANITOS ANATÉTICOS, 57

6.1.2.4 GNAISSES, 58

6.1.2.5 BLASTOMILONITOS, 59

6.1.3 ANFIBOLITOS. 59

6.1.4 PIROXENITOS. 60

6.1.5 XISTOS. 60

6.1.6 CALCO XISTOS. 61

6.1.7 METACHERT. 62

6.1.8 QUARTZITOS. 62

6.2 BLOCO II. 62

6.2.1 GENERALIDADES. 62

6.3 BLOCO III. 63

6.3.1 GENERALIDADES. 63

6.3.2 MARMORES DOLOMITICOS. 63

6.3.3 FILITOS, METARRITMITOS E METASSILTITOS. 65

6.3.3.1 FILITOS, 65

6.3.3.2 METARRITMITOS, 66

6.3.3.3 METASSILTITOS, 66

6.3.4 QUARTZITOS. 66

6.3.5 ROCHAS CATACLASTICAS. 68

6.4 BLOCOS IV E V. 68

6.4.1 GENERALIDADES. 68

6.5 BLOCO VI.	69
6.5.1 GENERALIDADES.	69
6.6 BLOCO VII.	69
6.6.1 GENERALIDADES.	69
6.7 BLOCO IID.	69
6.7.1 GENERALIDADES.	69
6.7.2 METASSEDIMENTOS SILTICO-ARGILOSOS CARBONATADOS. ..	70
6.7.2.1 FILITOS.	70
6.7.2.2 METASSILTITOS.	71
6.7.2.3 METARRITMITOS.	72
6.7.2.4 QUARTZITOS.	72
6.7.3 MARMORES CALCITICOS E IMPUROS.	73
6.7.4 ROCHAS CALCO-SILICATADA.	75
6.7.5 METASSEDIMENTOS SILTICO-ARGILOSOS NAO CARBONATADOS	76
6.7.6 METACONGLOMERADOS.	77
6.7.7 METABASITOS.	77
6.8 BLOCO ID.	77
6.8.1 GENERALIDADES.	77
6.8.2 COMPLEXO PRE-SETUVA.	78
6.8.2.1 MIGMATITOS E GNAISSES.	78
6.8.3 GRUPO SETUVA.	78
6.8.3.1 UNIDADE QUARTZITICA BASAL.	78
6.8.3.2 UNIDADE CARBONATICA.	79
6.8.3.3 UNIDADE TERRIGENA SUPERIOR.	80
6.8.3.4 METABASITOS.	80

7. ESTUDO DAS ROCHAS CISALHADAS

7.1 INTRODUCAO.	81
7.1.1 ESTAGIO ATUAL DOS CONCEITOS SOBRE CATACLASAMENTO. .	82
7.1.2 NOMENCLATURA DAS ROCHAS CATACLASADAS.	83

7.2	PETROGRAFIA DOS GRUPOS SETUVA E PRE-SETUVA,	87
7.2.1	CARACTERIZACAO,	87
7.2.2	MICROTECTONICA,	88
7.2.2.1	ROCHAS XISTOSAS,	89
7.2.2.2	ROCHAS GNAISSICAS,	90
7.2.3	DISCUSSAO,	91

8. FASES DE DEFORMACAO PRESENTES NA AREA

8.1	PRIMEIRA FASE DE DEFORMACAO,	96
8.1.1	PLANOS DE FOLIACAO S_1 E S_2 ,	96
8.1.2	DOBRAS D_1 A ESCALA MESOSCOPICA,	99
8.1.3	ESTRUTURAS LINEARES,	102
8.1.4	FALHAS DE EMPURRAO,	106
8.2	SEGUNDA FASE DE DEFORMACAO,	109
8.3	TERCEIRA FASE DE DEFORMACAO,	113
8.3.1	FALHAS SINTETICAS E ANTITETICAS,	113
8.3.2	FALHAS TRANSCORRENTES PRINCIPAIS,	114
8.3.3	DOBRAS DE ARRASTO ESCALONADAS,	115
8.3.4	FALHAS DE EMPURRAO,	115

9. A TECTONICA DE EMPURRAO

9.1	INTRODUCAO,	117
9.2	SEQUENCIA DE DESENVOLVIMENTO,	119
9.3	PROPOSICAO DE UM MODELO TECTONICO PARA PRIMEIRA FASE DE DEFORMACAO,	122

10.	ANALISE GEOMETRICA.	130
10.1	BLOCO E.	131
10.2	BLOCO D.	136
11.	EVOLUCAO GEOLOGICA DA AREA.	142
11.1	PRIMEIRA FASE DE DEFORMACAO.	143
11.2	SEGUNDA FASE DE DEFORMACAO.	144
11.3	TERCEIRA FASE DE DEFORMACAO.	144
12.	O GRANITO MORRO REDONDO	
12.1	INTRODUCAO.	146
12.2	LOCALIZACAO E DIMENSOES DO CORPO.	147
12.3	METODOLOGIA.	147
12.4	CARACTERIZACAO DOS DIFERENTES FACIES PETROGRAFICOS DA AREA EM ESTUDO.	148
12.5	CARACTERIZACAO DAS MINERALIZACOES ASSOCIADAS AO CORPO INIRUSIVO.	149
12.6	CONCLUSOES E RECOMENDACOES.	153
13.	CONSIDERACOES SOBRE A GENESE E O CONTROLE DAS JAZIDAS DE TALCO DO ESTADO DO PARANA	
13.1	GENERALIDADES.	157
13.2	ESTUDOS ANTERIORES.	158
13.3	DESCRICAO DAS OCORRENCIAS E MINAS.	159
13.3.1	MINA BARRA OU MOURA.	159

13.3.2	MINA SAO JOSE,	162
13.3.3	MINA PRUDENTES,	165
13.3.4	MINA GIRALDI,	167
13.3.5	MINA COSTALCO,	167
13.3.6	OCORRENCIA DO BUTIAZAL,	169
13.4	FRATURAMENTO NAS JAZIDAS DE TALCO,	170
13.4.1	MINAS DA COSTALCO,	170
13.4.2	MINAS DA MINERACAO LAGOA BONITA SOCAVAO LTDA, ...	170
13.4.2.1	FRENTE 1,	170
13.4.2.2	FRENTE 7,	174
13.4.2.3	FRENTE 8,	174
13.4.2.4	FRENTE 9,	174
13.4.2.5	FRENTE 10,	174
13.4.2.6	FRENTE 11,	174
13.4.3	MINA DA ITAJARA MINERIOS LTDA,	176
13.5	CONSIDERACOES SOBRE A GENESE,	176
14.	CONCLUSOES,	181
15.	REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS,	185

SUMARIO DAS ILUSTRACOES

FIGURAS

1.1	MAPA DE LOCALIZAÇÃO E ACESSO DA ÁREA.	03
1.2	FOTOÍNDICE.	06
1.3	MAPA COM A LOCALIZAÇÃO DAS DIVERSAS EQUIPES DE MAPEAMENTO DA UFPR (Graduandos).	09
4.1	COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA DEVIDO A FALHAS TRANS- CORRENTES.	27
4.2	ESQUEMAS REPRESENTATIVOS DE INVERSOES E DUPLI- CAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS.	29
4.3	COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA DEVIDO A FALHAS DE EMPURRÃO.	30
5.1	DIAGRAMA ESTRUTURAL: ANTIFORME DO SETUVA.	38
5.2	DIAGRAMA ESTRUTURAL: SINFORME DO MORRO GRANDE.	41
5.3	DIAGRAMA ESTRUTURAL: SINFORME DO MORRO GRANDE.	42
5.4	DIAGRAMA ESTRUTURAL: SINFORME DE COLOMBO.	44
5.5	DIAGRAMA ESTRUTURAL: SINFORME DE CACHOEIRINHA.	46
5.6	DIAGRAMA ESTRUTURAL: SINFORME DE ALMIRANTE TAMANDARÉ.	47
5.7	DIAGRAMA ESTRUTURAL: ESTRUTURA DE SANTA RITA.	49
5.8	DIAGRAMA ESTRUTURAL: ANTIFORME DO RIO DO SALTO.	51
5.9	DIAGRAMA ESTRUTURAL: ANTIFORME DO RIO VOTUVERAVA. ...	53
5.10	DIAGRAMA ESTRUTURAL: NÚCLEO BETARA.	55
7.1	MODELO CONCEITUAL DE UMA ZONA MAIOR DE FALHA.	93
8.1	TRANSPOSIÇÃO DE UMA FOLIAÇÃO S_1 PRÉ-EXISTENTE POR UMA FOLIAÇÃO S_2	101
9.1	TRAJETÓRIA EM ESCADA, TÍPICA DE FALHAS DE EMPURRÃO..	120

9.2	BLOCO DIAGRAMA DA CULMINAÇÃO ASSYNT, NA ZONA DE EMPURRÃO MOINE, MOSTRANDO UM ASPECTO GERAL DAS ZONAS DE EMPURRÃO.	120
9.3	ESQUEMA ILUSTRATIVO DO DESENVOLVIMENTO DE UM DUPLEX.	121
9.4	ESQUEMA ILUSTRATIVO DA TECTÔNICA DE CAVALGAMENTO QUE AFETOU A ÁREA ESTUDADA.	124
10.1	DIAGRAMA ESTRUTURAL DE EIXO (BLOCO TECTÔNICO E).	132
10.2	DIAGRAMA ESTRUTURAL DE MICRODOBRAS E LINEAÇÕES b (FORMAÇÃO CAPIRÚ).	134
10.3	DIAGRAMA ESTRUTURAL: a) LINEAÇÕES DE INTERSECÇÕES E LINEAÇÕES MINERAIS DO GRUPO SETUVA; b) EIXOS b - CREMULAÇÕES DO COMPLEXO PRÉ-SETUVA.	135
10.4	DIAGRAMA ESTRUTURAL DE EIXOS DE MICRODOBRAS E DE CREMULAÇÕES.	137
10.5	DIAGRAMA ESTRUTURAL: a) LINEAÇÕES MINERAIS e POLOS DE S_1 ONDE FORAM OBTIDAS AS LINEAÇÕES. b) LINEAÇÕES MINERAIS.	138
10.6	DIAGRAMA ESTRUTURAL COM EIXOS (BLOCO TECTÔNICO D).	139
12.1	MAPA DE LOCALIZAÇÃO DO GRANITO MORRO REDONDO.	150
12.2	DISTRIBUIÇÃO DOS CORPOS GRANÍTICOS DO CICLO BRASILEIRO NO MACIÇO DE JOINVILE, EM STA. CATARINA E PARANÁ.	150
13.1	VARIAÇÃO DA COMPOSIÇÃO QUÍMICA DA JAZIDA BARRA OU MOURA, COMPARANDO MgO e SiO ₂	160
13.2	VARIAÇÃO DA COMPOSIÇÃO QUÍMICA NA JAZIDA DE BARRA OU MOURA.	161
13.3	ESQUEMA MOSTRANDO A OCORRÊNCIA DE MONTMORILONITA AO LONGO DO CONTATO DO DIQUE COM A MINERALIZAÇÃO (MINA BARRA OU MOURA).	162

13.4	ESQUEMA GEOLÓGICO DA MINA SÃO JOSÉ.	163
13.5	FRENTE DE LAVRA - MINA SÃO JOSÉ.	164
13.6	DETALHE DA FRENTE DE LAVRA DA MINA PRUDENTE.	165
13.7	FRENTE DE LAVRA DA MINA PRUDENTE.	166
13.8	FRENTE DE LAVRA DA MINA GIRALDI.	168
13.9	TALCO FOLIADO (N50E) PREENCHENDO FRATURAS (FALHAS?) DENTRO DO DOLOMITO.	169
13.10	LOCALIZAÇÃO DAS MINAS DE TALCO DA REGIÃO DE SOCAVÃO, MOSTRANDO O SEU ALINHAMENTO NE.	171
13.11	FRENTE DE LAVRA DA MINA COSTALCO.	172
13.12	DIAGRAMA DE ROSETAS DAS FRENTE LAVRA 01 e 08. DA MINERAÇÃO LAGOA BONITA SOCAVÃO LTDA.	173
13.13	DIAGRAMA DE ROSETAS DAS FRENTE LAVRA 09 e 11 DA MINERAÇÃO LABOA BONITA SOCAVÃO LTDA.	175
13.14	DIAGRAMA DE ROSETAS DAS FRENTE DE LAVRA 02 DA ITAJARA MINÉRIOS LTDA - SOCAVÃO E DAS FRENTE 04 e 05 DA MINA DA COSTALCO-SOCAVÃO.	177

FOTOGRAFIAS

8.1	ESTRUTURAS ESTROMATOLÍTICAS EM MÁRMORES DA FORMAÇÃO CAPIRÚ.	98
8.2	ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA EM QUARTZITOS DO GRU- PO SETUVA.	98
8.3	ACAMAMENTO GRADACIONAL EM QUARTZITOS DA FOR- MAÇÃO CAPIRÚ.	100
8.4	FOLIAÇÃO S_2 , CORTANDO TRANSVERSALMENTE S_1 E S_0 , JUNTO À FALHA DE MORRO GRANDE, ESTRADA UVARAVAL. ...	100
8.5	EXEMPLO DE DOBRAS D_1 , COM UM DOS FLANCOS FALHA- DOS. FILITOS GRAFITOSOS DA FORMAÇÃO CAPIRÚ.	103

8.6	DOBRAS D_1 , EM FILITOS DA FORMAÇÃO CAPIRÚ.	103
8.7	EXEMPLO DE DOBRAS D_1 , COM UM DOS FLANCOS FALHADOS EM FILITOS GRAFITOSOS DA FORMA- ÇÃO CAPIRÚ.	104
8.8	DOBRAS D_1 SITUADA ENTRE DUAS CAMADAS, APA- RENTEMENTE SEM PERTURBAÇÕES.	104
8.9	ASPECTO DE S_0 EM FILITOS GRAFITOSOS DO SIN- FORME DE MORRO GRANDE.	105
8.10	ASPECTO DE UMA FAIXA COM PRESENÇA DE DOBRAS D_1 , EM FILITOS DA FORMAÇÃO CAPIRÚ.	105
8.11	DETALHE DA FOTO ANTERIOR, COM DETALHE DA FO- LIAÇÃO S_1 , PLANO AXIAL DA DOBRA; ALÉM DE UM DOS FLANCOS DA DOBRA FALHADO.	107
8.12	LINEAÇÕES MINERAIS EM PLANOS DE S_1 , EM FILI- TOS DA FORMAÇÃO CAPIRÚ. (ÁPICE DO SINFORME DO MORRO GRANDE.	107
8.13	EXEMPLO DE FALHA DE EMPURRÃO EM GNÁISSES BANDADOS DO COMPLEXO PRÉ-SETUVA.	108
8.14	ZONA DE CISALHAMENTO DE BAIXO ÂNGULO DE MER- GULHO, AFETANDO MÁRMORES DA FORMAÇÃO CAPIRÚ.	108
8.15	DISPOSIÇÃO SUB-HORIZONTAL DE S_0 , COM UMA FO- LIAÇÃO S_1 PARALELA.	110
8.16	FOLIAÇÃO S_1 , EM PEDREIRA DE METACALCÁRIOS, COM DETALHE DO BAIXO ÂNGULO DE MERGULHO ($+25^\circ$).	111
8.17	DOBRA D_2 , DESENHADA PELA FOLIAÇÃO S_1 , EM FI- LITOS DA FORMAÇÃO CAPIRÚ.	111
8.18	DOBRA D_2 , DESENHADA POR FILITOS DA FORMAÇÃO CAPIRÚ, COM PLANO AXIAL SUB-VERTICAL.	112
8.19	DOBRAS D_2 , EM QUARTZO-MICA-XISTO, COMPLEXO PRÉ-SETUVA.	112
9.1	ASPECTO DO MILONITO-GNÁISSE DA ZONA APICAL DO ANTIFORME DO SETUVA.	127

9.2	ASPECTO DE INTERCALAÇÕES DE QUARTZITOS E FILITOS.	127
12.1	JUNTAS DO TIPO J ₂ EM GRANITO PÓRFIRO.	151
12.2	JUNTAS DO TIPO J ₃ E FELDSPATO ALTERADO NO GRANITO EQUIGRANULAR GROSSEIRO.	151
12.3	VISTA GERAL DA MINERALIZAÇÃO DE ARGILA.	152
12.4	MICROFOTOGRAFIA MOSTRANDO CRISTAIS DE ARGILA TIPO CAOLINITA E HALOYSITA.	154
12.5	MICROFOTOGRAFIA MOSTRANDO CRISTAIS DE ARGILA TIPO CAOLINITA E HOLOYSITA.	155

QUADROS

2.1	COLUNAS ESTRATIGRÁFICAS DAS UNIDADES: COMPLEXO CRISTALINO, PRÉ-SETUVA, SETUVA e AÇUNGUI - UMA COMPILAÇÃO BIBLIOGRÁFICA.	11a
10.1	QUADRO EXPLICATIVO DOS DIAGRAMAS DO MAPA DE DADOS ESTRUTURAIS.	141

TABELAS

7.1	CLASSIFICAÇÃO TEXTURAL DE ROCHAS FALHADAS.	93
-----	---	----

ANEXOS

1	EQUIVALENCIA ENTRE OS PONTOS PLOTADOS NO MAPA DE PONTOS DO CONVENIO E DOS TRABALHOS DE <u>FORMA</u> TURA DESENVOLVIDOS PARA UFPR.	A ₁ .1
---	--	-------------------

2	RELAÇÃO DOS TRABALHOS REALIZADOS PELA UFPR E UTILIZADOS NO COVÊNIO UFPR-MINEROPAR.	A ₂ .9
3	MAPA GEOLÓGICO-ESTRUTURAL DA REGIÃO DE RIO BRANCO-BOCAIÚVA DO SUL.	A ₃ .13
4	SECÇÕES GEOLÓGICAS.	A ₄ .14
5	MAPA DE PONTOS.	A ₅ .15
6	MAPA DE DADOS ESTRUTURAIS.	A ₆ .16

RESUMO

O presente relatório refere-se ao programa de trabalho desenvolvido no âmbito do Convênio nº 28/83 - UFPr, firmado entre a Universidade Federal do Paraná e a Minerais do Paraná S/A - MINEROPAR, cuja realização coube ao Departamento de Geologia.

Nesta etapa de trabalhos deu-se ênfase especial ao mapeamento geológico-estrutural de uma área de cerca 1.350 Km², situada entre os paralelos de 25°05'15" e 25°21'40" Sul e os meridianos de 49°27'00" e 49°00' Oeste. Além disso, foi investigada a possível origem dos talcos da Faixa Itaiacoca e o hidrotermalismo que afetou o Granito Morro Redondo, situado nos limites dos Estados do Paraná e Santa Catarina.

No mapa geológico elaborado, destaca-se a identificação de diversas falhas de empurrão e de diversas estruturas antiformais e sinformais, extremamente importantes para o melhor entendimento da geologia do Grupo Açungui. Ao todo, pelo menos três fases de deformação foram identificadas, com a mais importante de todas sendo a primeira fase, que deu origem a um verdadeiro cinturão de cisalhamento de baixo ângulo e a principal responsável pela grande complexidade estrutural e estratigráfica do Grupo Açungui na área estudada. A segunda fase é representada por um dobramento da foliação S₁, de estilo variável, que modifica bastante a disposição original do cinturão de cisalhamento, e a terceira fase, relaciona-se a um modelo de cisalhamento simples de alto ângulo, responsável pelos grandes falhamentos transcorrentes.

O Granito Morro Grande, apresenta boas evidências de atividade hidrotermal, abrigando uma grande zona de argila, constituída essencialmente por caolinita e halloysita. Apresenta ao menos três fácies distintos, sendo o fácies alaskito provavelmente de interesse econômico por apresentar cassiterita disseminada, verificada em lâmina delgada.

Na Faixa Itaiacoca, através de análises químicas tanto de dolomitos como de diferentes tipos de talco, verificou-se a importância do afluxo de soluções hidrotermais silicatadas na formação do talco dessa faixa. A origem dessas soluções é ainda incerta, não tendo sido possível descartar uma origem relacionada aos granitos intrusivos adjacentes. Pouco provável parece ser sua origem relacionada aos diques básicos.

1. INTRODUÇÃO (Autor: ALBERTO PIO FIORI)

1.1 GENERALIDADES

O presente relatório refere-se ao programa de trabalho no âmbito do convênio nº 028/83 - UFPr, firmado entre a Universidade Federal do Paraná e a Minerais do Paraná S/A - MINEROPAR, e cuja realização coube ao Departamento de Geologia da citada Universidade. Os resultados ora alcançados referem-se à segunda etapa desse convênio, iniciada em novembro de 1984, com seu programa prevendo um total de 12 meses para sua execução.

A autorização do Convênio foi firmada pelo Magnífico Reitor da UFPr, Dr. Alcy Joaquim Ramalho, através do Ato Executivo nº 70/83, de 01.11.83. Designou também o professor Dr. Alberto Pio Fiori para exercer as funções de coordenador do Convênio, em Portaria nº 1793, de 04.11.83.

Por parte da MINEROPAR, assinaram o Convênio os professores Dr. Riad Salamuni, Diretor Presidente e Dr. Arsênio Muratori, Diretor Técnico da empresa.

O trabalho a ser executado ficou enquadrado na Gerência de Fomento e Economia Mineral (GEFEM), gerenciada pelo geólogo Elbio Pellenz.

O plano de trabalho referente a esse convênio acha-se

descrito no Termo Aditivo nº 002/83, cujo projeto tem por título "Estudos Integrados no Pré-Cambriano Paranaense".

1.2 LOCALIZACAO E EXTENSAO DA AREA

Nessa segunda etapa de trabalho deu-se maior importância ao mapeamento geológico-estrutural de uma área de cerca de 1.350 km², situada entre as paralelas de 25º05'15" e 25º21'40" Sul e meridianos de 49º27' e 49º00 Oeste (Fig.1.1).

A escolha da referida área deveu-se à existência de grande quantidade de dados geológicos coletados por graduandos do curso de geologia da UFPr, e por se tratar de uma área bastante interessante sob o ponto de vista geológico. Nessa área ocorrem diversas estruturas como falhas transcorrentes, falhas de empurrão e diversas dobras, cujo melhor conhecimento trará subsídios importantes à melhor compreensão da estratigrafia do Grupo Açungui no pré-cambriano paranaense.

De um modo geral, a área acha-se regularmente servida por vias de acesso, havendo no entanto, áreas restritas de difícil acesso, praticamente sem rodovias.

Além disso, foram enfocados o talco da Formação Itaiacoca e o granito Morro Grande.

1.3 PARTICIPANTES DO PROJETO

O projeto contou com a participação de oito professores do Departamento de Geologia da UFPr e cinco estagiários selecionados dentre os estudantes do curso de geologia. A coordenação dos trabalhos esteve a cargo do Professor Alberto Pio Fiori.

Participaram dos trabalhos de desenvolvimento do projeto os seguintes professores:

- . Prof.Dr.Alberto Pio Fiori
- . Prof.Mauro Salgado Monastier
- . Prof.Emerson Carneiro Camargo
- . Prof.Renato Eugenio de Lima
- . Prof.José Manoel dos Reis Neto
- . Prof.Roberto Accioly Veiga
- . Prof.José Rubens Nadalin

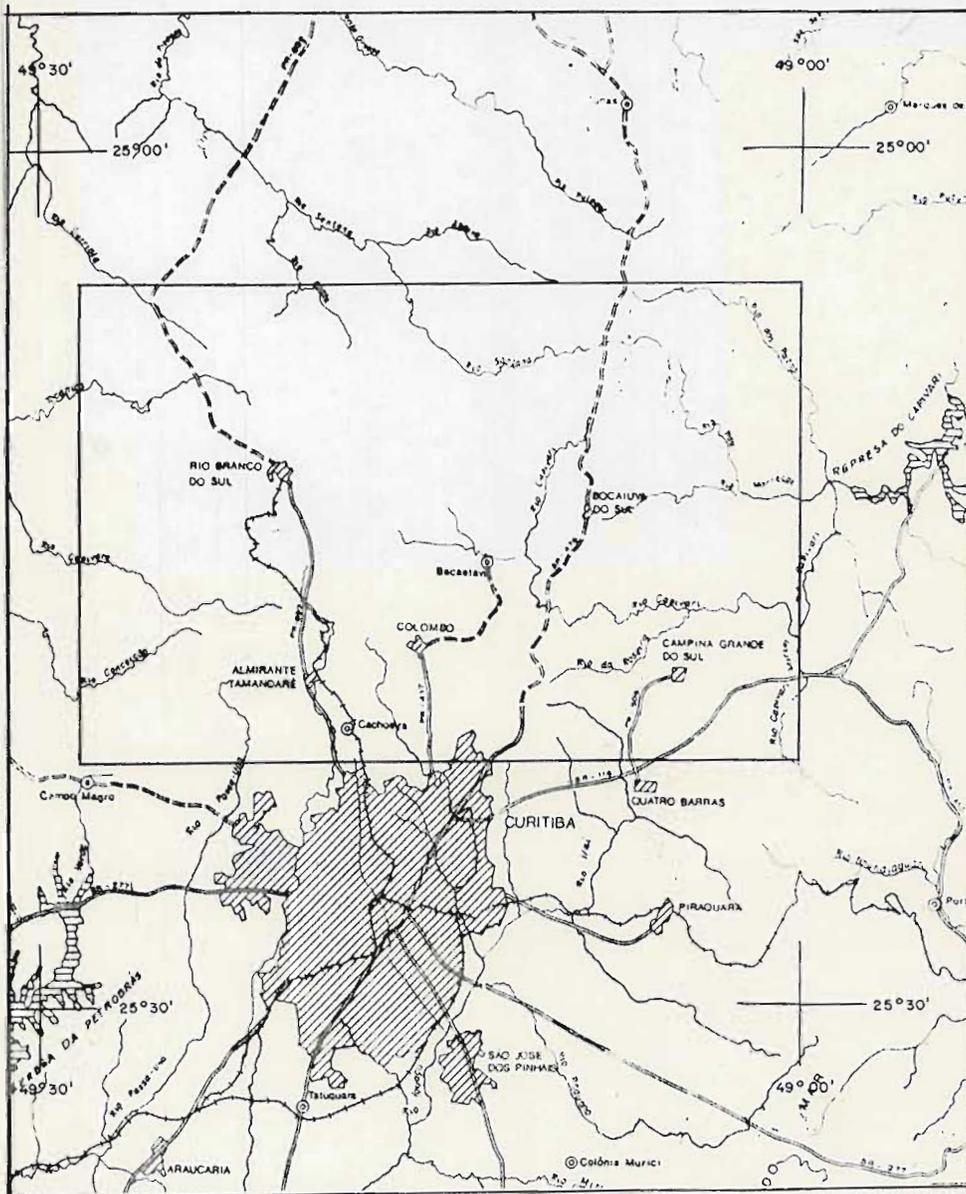


FIGURA 1.1 - MAPA DE LOCALIZAÇÃO E
ACESSO DA ÁREA.
(BASE = 1:500.000)

. Prof. Elimar Trein

Participaram dos trabalhos do projeto os seguintes estagiários, alunos do curso de geologia da UFPr:

- . Celso Eduardo Fumagalli
- . Eduardo Salamuni
- . Elvo Fassbinder
- . José Roberto Gois
- . Daniel Luiz Gomes

Quanto à execução do presente relatório final, participaram os professores: Alberto Pio Fiori (capítulos 1, 3, 4, 5, 8, 9, 10, 11 e 14); Rubens José Nadalin (capítulo 2); José Manoel dos Reis Neto (capítulo 7); Emerson Carneiro Camargo (capítulo 12); Renato Eugenio de Lima e Roberto Accioly Veiga (capítulo 13). O capítulo 6 ficou a cargo do estagiário Elvo Fassbinder, com supervisão do Prof. Alberto Pio Fiori.

1.4 METODOLOGIA ADOTADA

A metodologia básica para o mapeamento da área em questão envolveu inicialmente o cuidadoso levantamento e transferência de afloramentos descritos por graduandos do curso de geologia da UFPr para as fotografias aéreas e para um mapa-base topográfico à escala 1:50.000. Ao todo, foram transferidos cerca de 3.000 pontos visitados, envolvendo 27 turmas de graduandos desde o ano de 1979.

Os afloramentos descritos pelos graduandos de geologia, constantes em mapas à escala 1:10.000, foram plotados um a um em calques (papel ultrafan) colocados sobre fotografias aéreas de números ímpares. Cada ponto foi representado por um pequeno círculo, todos de mesmo tamanho, e colorido segundo o tipo litológico descrito. Os mesmos pontos foram também plotados em mapas topográficos à escala 1:50.000, cada um representado por um pequeno círculo, e colorido conforme a litologia descrita.

Cada ponto, no mapa de pontos, recebeu uma numeração própria segundo uma seqüência lógica. Não é a mesma numeração constante nos mapas dos graduandos de geologia, uma vez que há uma numeração específica para cada turma de graduando, todas iniciando com o número 1. O número de cada afloramento no mapa de pontos do presente trabalho é no entanto relacionado ao número original

através de tabelas que seguem em anexo (anexo 1). Qualquer ponto constante no mapa pode ser rapidamente localizado na caderneta ou nos mapas dos estudantes, preservando-se assim um acervo muito grande de dados. As caderentas de campo, bem como os mapas geológicos e de pontos de cada equipe acham-se arquivados nas dependências do Departamento de Geologia da UFPr. Os pontos que não tem numeração são considerados pontos de controle litológico, sem descrições nas cadernetas.

A fotointerpretação da área seguiu a metodologia descrita por Soares e Fiori (1976), tendo sido traçadas as quebras negativas, traços de fratura, de foliação e de acamamento. Procurou-se além disso, distinguir dentre as quebras negativas aquelas indicativas de contatos litológicos daquelas indicativas de falhamentos. A cuidadosa observação das diversas propriedades da fotointerpretação como resistência à erosão, ruptibilidade, assimetria de relevo, tropia, diferenças de tonalidade, de densidade de elementos texturais, etc, revelaram-se extremamente úteis, permitindo definir ou delinear estruturas que à primeira vista poderiam passar despercebidas.

Ao todo foram interpretadas 36 fotos aéreas à escala 1:60.000, obtidas pela USAF, no ano de 1966. A numeração das fotos, bem como suas respectivas faixas de vôo acham-se relacionadas abaixo (Fig. 1.2). Os elementos de fotointerpretação foram traçados sobre calques (papel ultrafan), colocados sobre as fotos aéreas de números pares. A fotointerpretação sistemática e controlada pelos afloramentos plotados nas fotos ímpares revelou-se uma ferramenta indispensável no mapeamento geológico.

Posteriormente os elementos traçados nas fotos aéreas (contatos, falhas, traços axiais, etc), foram transferidos para uma folha-base topográfica, à escala 1:50.000, com auxílio do aersketchmaster, para suprimir erros devido às variações de escala típicas dentro de uma mesma fotografia aérea. Após os controles de campo possíveis, o mapa de fotointerpretação foi transformado em mapa geológico, discriminando os diferentes tipos litológicos e as diferentes estruturas geológicas.

Paralelamente à fotointerpretação, foram realizados trabalhos de campo por parte dos participantes do projeto, procurando-se não só realizar um controle sobre os dados dos alunos, como também realizando estudos específicos em áreas mais complexas e de interesse para o melhor entendimento da geologia da área. Desse

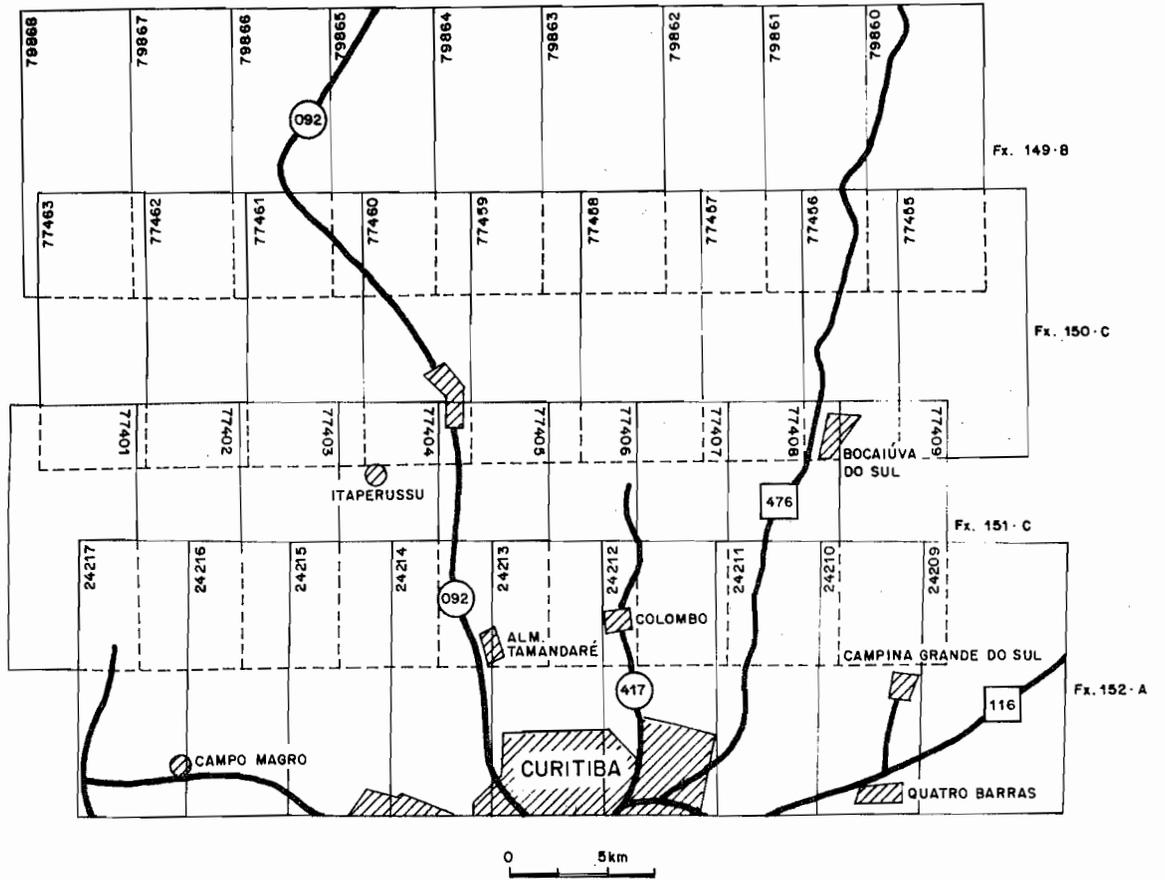


Figura 1-2:
Mapa índice ilustrando as faixas, o número e a relação entre as fotos aéreas utilizadas no presente trabalho.

controle, ficou constatada a boa qualidade das descrições de afloramentos realizados pelas equipes de graduandos, em termos de litologias. No entanto, ficou algo a desejar em termos de geologia estrutural, principalmente devido à extrema complexidade da área e ao estudo dos afloramentos, na maioria dos casos, profundamente intemperizados e muito distantes uns dos outros.

No escritório, procedeu-se à elaboração de perfis geológicos, blocos diagramas de diversas estruturas da área, diagramas de contorno de polos de foliação S_1 e S_2 em áreas específicas, descrições em lâminas, etc, que fazem parte do presente projeto.

Os trabalhos de campo foram feitos em várias etapas, com diversas equipes de graduandos trabalhando desde o ano de 1979. Coube aos participantes do presente projeto, viagens ao campo com o intuito de verificação e controle, especialmente dos dados estruturais, uma vez que há equipes de anos diferentes, inclusive com orientações de campo por diferentes professores, o que pode trazer mudanças no critério de nomenclatura das estruturas.

A análise estrutural que será apresentada neste relatório não deve ser considerada definitiva, uma vez que existem diversas dificuldades que não podem ou não puderam ser contornadas, como critérios diferentes de nomenclatura das rochas, falta de dados estruturais importantes, principalmente no que diz respeito à estruturas lineares, e a falta de maior continuidade e proximidade de bons afloramentos. Exposições de rochas são ou pouco intemperizadas são frequentes no caso de metacalcários e quartzitos, no entanto, essas rochas, especialmente as primeiras, não fornecem geralmente bons dados estruturais. As melhores rochas para a obtenção desses dados são os xistos, filitos, etc, porém esses geralmente apresentam-se profundamente alterados, e com bons afloramentos situados a grandes distâncias uns dos outros. Apesar disso, são as rochas que melhor preservam as evidências das diversas fases de deformação, devendo ser analisadas sempre com bastante cuidado.

As atitudes dos elementos estruturais que figuram no mapa geológico-estrutural anexo, visam indicar as atitudes gerais do ponto ou área imediatamente ao seu redor, evitando-se lançar todas as medidas feitas para não sobrecarregar em demasia o desenho; no entanto, foram todas utilizadas nos diagramas de polos. Os traços de foliação obtidos de fotos aéreas foram deixadas no mapa ao lado dos quais lançaram-se dados de campo, para permitir a comparação

entre ambos.

1.5 EQUIPES DE GRADUANDOS DA UFPR

Diversas equipes de graduandos do curso de geologia da UFPR trabalharam na área, por ocasião do Trabalho de Graduação. Cada equipe caminhou em torno de 20 dias em áreas de cerca de 40 km², descrevendo afloramentos que encontravam em cortes de estrada, drenagens, nos campos, etc. Os dados foram devidamente registrados em cadernetas de campo, e os pontos ou afloramentos anotados em mapas topográficos da COMEC, à escala 1:10.000.

Na área do presente projeto, trabalharam 27 equipes, desde o ano de 1979, com algumas áreas tendo sido remapeadas. Ao todo, percorreram a área 58 estudantes de geologia. A Fig.1.3 apresenta as equipes, suas respectivas áreas de mapeamento e o semestre em que realizaram o Trabalho de Graduando. Os nomes dos participantes de cada equipe estão relacionados no anexo 2.

1.6 AGRADECIMENTOS

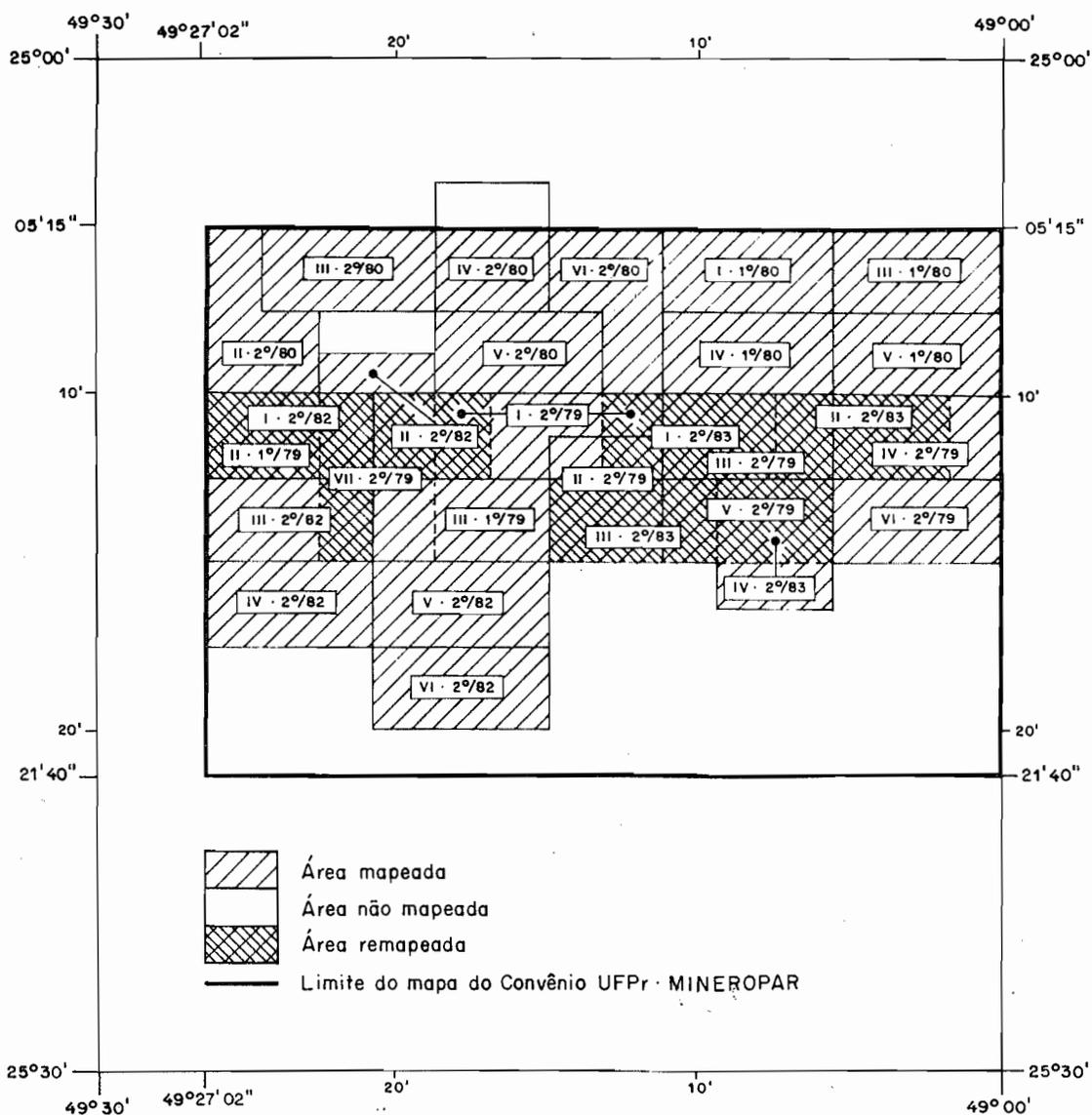
Deixamos expressos nossos mais profundos agradecimentos à Universidade Federal do Paraná, na pessoa de seu Magnífico Reitor Professor Alcy Ramalho, pela autorização concedida à realização do convênio;

à Minerais do Paraná S/A - MINEROPAR, nas pessoas do Diretor Presidente Professor Riad Salamuni e do Diretor Técnico Arsênio Muratori, pelo apoio financeiro e logístico, tendo inclusive feito a doação de um veículo para os trabalhos de campo;

ao Geólogo Elbio Pellenz, gerente da Gerência de Fomento e Economia Mineral, pela presteza no atendimento das solicitações e interesse no convênio;

ao chefe do Departamento de Geologia, Professor Dr. André V.L. Bittencourt, por providenciar o novo espaço físico e as condições necessárias para o desenvolvimento dos trabalhos;

aos estagiários do convênio, José Roberto Gois, Elvo Fassbinder, Eduardo Salamuni, Celso Eduardo Fumagalli e Daniel Luis Gomes, pela eficiência e empenho demonstrados durante toda a realização do trabalho, tanto nas tarefas de escritório, como de cam-



Mapa fonte: Folha de CURITIBA (SG-22·X·C·1) - Escala 1/100.000.

Figura 1·3:
Relação das equipes dos Trabalhos de Graduação (Formandos do Curso de Geologia · UFPr), suas respectivas áreas, semestre e ano em que foram realizados os trabalhos.

po;

ao desenhista Oto Laurentino Rosa, do Departamento de Geologia da UFPr, pelo zelo na elaboração de mapas, diagramas e figuras do texto;

a todos os graduandos do curso de geologia, que realizaram seu trabalho de graduação na área em apreço, pelo inestimável levantamento e descrições de afloramentos;

ao Professor João Ravaglio Junior, do Departamento de Química da UFPr, pela confecção de análises químicas;

aos alunos da disciplina Mapeamento Geológico, turma 1985-1, pela confecção das fichas de jazidas e ocorrências minerais;

aos alunos da disciplina Prospecção Mineral, que acompanharam o Professor Renato nos trabalhos de campo e participaram dos estudos de detalhe das jazidas;

à datilógrafa Clarissa Nunes da Mineropar, pelo esmero na datilografia;

a todas as pessoas que diretamente ou indiretamente tornaram possível o presente trabalho, nossos sinceros agradecimentos.

2. TRABALHOS PRÉVIOS (Autor: RUBENS JOSÉ NADALIN)

2.1 GENERALIDADES

O quadro geológico do Prê-Cambriano do Estado do Paraná apresenta-se atualmente muito confuso, no que se refere a aspectos estruturais, estratigráficos, e petrográficos, devido a existência de diversas colunas estratigráficas, conforme pode ser verificado no quadro em anexo (quadro 2.1) propostas por diferentes autores, baseados em "secções tipos", realizadas em pontos distintos, atribuindo-se assim nomes diferentes ou posicionamentos divergentes para unidades muito semelhantes, em virtude da pequena porção estudada e a grande área abrangida pela regionalização. Por outro lado, pesquisas regionais fazem divisões globais sem levar em consideração aspectos relevantes existentes em pequenas porções.

A evolução dos conhecimentos geológicos no Estado do Paraná, pode ser agrupada em três fases distintas:

- a) Fase Histórica (1878 a 1956)
- b) Fase Intermediária (1956 a 1970)
- c) Fase Atual (1970 a 1984).

2.2 FASE HISTÓRICA

DERBY(1878) iniciou os estudos referentes às rochas do Grupo Açungui (Paraná), fazendo comparações com as rochas metamórficas existentes em São Paulo, Rio Grande do Sul, Minas Gerais e Bahia.

Coube a OLIVEIRA(1927) a criação do termo "Série Açungui" para a sequência de metassedimentos do Ordoviciano, que ocorre no leste do Estado do Paraná e sul do Estado de São Paulo.

CARVALHO e PINTO(1937) estabeleceram uma correlação da Série Açungui com as séries São Roque (no Estado de São Paulo), Brusque (Estado de Santa Catarina), Porongos e Palmas (Rio Grande do Sul), sugerindo idade algonquiana para todas.

OLIVEIRA e LEONARDOS(1943) sugerem uma deposição em mar relativamente profundo para o Açungui, atribuindo também idade algonquiana para a série. Mencionam, ainda, um padrão de dobras com direção nordeste para as rochas gnáissicas.

ALMEIDA(1944) descreve a presença de estruturas fósseis nas rochas tidas como Açungui, originadas por algas do gênero Collenia itapevensis, vindo a reforçar a idade algonquiana para o mesmo.

MAACK(1947) faz uma síntese geral da geologia paranaense, atribuindo ao Arqueano as rochas metamórficas do Complexo Brasileiro, sugerindo, ainda, que as rochas do Açungui refletem direções de duas épocas de dobramentos, com intrusões associadas.

2.3 FASE INTERMEDIÁRIA

Esta fase marca uma etapa muito importante devido à realização de uma série de trabalhos de cunho científico, iniciado por BIGARELLA e SALAMUNI(1956) e seguidos pela Comissão da Carta Geológica do Paraná, vindo a propiciar o início das discussões sobre a estratigrafia das rochas aflorantes no Estado do Paraná.

BIGARELLA e SALAMUNI(op cit) em trabalhos de levantamento e mapeamento geológico efetivados na região de Rio Branco do Sul (Paraná), individualizam duas formações separadas entre si por discordância. A Formação Setuva (mais antiga) constitui o núcleo de um anticlinal; é composta em sua maior parte por sericita quartzitos e filitos. Para a outra formação (mais recente) foi proposto o nome "Capirú"; nesta predominam camadas de quartzitos e dolo-

mitos e, de maneira menos frequente, filitos. Concomitantemente à criação das Formações Capiirú e Setuva, ALMEIDA (1956) propõe a denominação de Formação Itaiacoca para os dolomitos da região homônima, correlacionáveis com a Formação Capiirú.

BIGARELLA e SALAMUNI (1956), mencionam a presença de uma terceira formação, denominada Votuverava, como pertencente à Série Açungui. Essa formação, posicionada no topo da coluna estratigráfica, é constituída de maneira dominante por calcários, calcários dolomíticos, filitos, e acessoriamente por quartzitos. Os calcários que ocorrem nessa formação e que geralmente são distintivos, apresentam um teor muito baixo e variado em óxido de magnésio. As três formações em apreço foram separadas por discordâncias angular e erosiva. Em 1967, os autores julgaram inadequado o termo "Série" para as sequências acima consideradas, propondo a denominação Grupo Açungui.

MARINI et al (1967) discutem a geologia, estratigrafia e petrografia do Grupo Açungui no Estado do Paraná, baseados em trabalhos efetuados em uma área de 11.200 km², apresentando um mapa geológico na escala de 1:250.000. Em linhas gerais, os autores mantêm o esquema elaborado por BIGARELLA e SALAMUNI (1956-58), incluindo porém, uma nova formação, posicionada no topo da coluna estratigráfica, denominada Água Clara. Esta última é constituída por um pacote de rochas calcárias impuras, repousando em aparente discordância sobre a Formação Votuverava.

2.4 FASE ATUAL

A partir da década de 1970, começaram a surgir trabalhos de cunho mais estratigráfico e estrutural, que redefiniram os conceitos anteriormente aceitos para o Grupo Açungui.

Assim, MARINI (1970), propõe uma nova subdivisão estratigráfica, na qual a Formação Setuva é retirada do Grupo Açungui, baseando-se em uma série de evidências. Entre estas, citam-se a discordância angular existente entre as rochas da unidade Setuva (com mergulhos na ordem de 50°) e da unidade Capiirú, (com mergulhos mais suaves, em torno de 30°); a brusca mudança no grau de metamorfismo, que se reflete na existência de biotita xistos grosseiros (Setuva) imediatamente sobrepostos por rochas siltosas e dolomitos incipientemente metamórficos (Capiirú); os eixos de dobras exibindo mergulhos para sudoeste (Setuva), enquanto nas formações mais jovens, os eixos mergulham para nordeste; as rochas do Setuva

apresentam um metamorfismo com forte deformação (com segregação de lentes de quartzo), enquanto que as rochas sobrepostas a esse formação apresentam metamorfismo com deformação muito fraca (sem segregação de lentes de quartzo). O autor sugere também a contemporaneidade na deposição das formações do Grupo Açungui, apesar de afirmar que a Formação Água Clara seja mais jovem.

EBERT(1971) em estudos petrográficos detalhados no Núcleo do Anticlinal do Setuva, propõe o termo "Pré-Setuva" para englobar os ortognâisses e para-gnâisses pertencentes ao nível superior do embasamento, restringindo à Formação Setuva, os quartzomica xistos e quartzitos, voltando a colocar esta formação na base do Grupo Açungui, devido a uma série de semelhanças encontradas com as rochas do referido grupo. Sugere, ainda, a contemporaneidade deposicional para as Formações Capiroú, Votuverava e Água Clara, superpostas hoje devido a uma tectônica de nappes, não tecendo muitos comentários a esse respeito.

FUCK et al(1971) recolocam as Formações Capiroú, Votuverava e Água Clara empilhadas, com a Formação Capiroú na base, seguida da Formação Votuverava no meio, e Água Clara no topo. Dispõem a Formação Itaiacoca ao lado da Formação Capiroú, ressaltando a semelhança litológica entre essas formações, em que pese a falta de continuidade geográfica entre ambas.

O trabalho realizado por POPP et al(1979) teve como finalidades principais fornecer informações sobre a estratigrafia e estrutural da área de Ouro Fino, bem como orientar trabalhos de prospecção mineral sobre os recursos minerais lá existentes. Elevam a Formação Setuva à categoria de grupo, com a seguinte subdivisão: Formação Meia Lua (basal), constituída por gnâisses, quartzitos, mica-xistos e metabasitos; Formação Betara (superior), predominantemente composta por quartzomica xistos, quartzitos e quartzofilitos. Propõem também uma subdivisão para a Formação Capiroú, em Membro Ermida (basal) e membro Ouro Fino (superior).

VEIGA e SALOMÃO(1980) definem uma nova unidade estratigráfica, intermediária entre a Formação Setuva e o Grupo Setuva, denominada de Formação São Sebastião, representando uma sequência vulcano-sedimentar, com uma evolução bastante complexa. Os contornos definitivos dessa unidade não foram delimitados, pois os autores trabalharam em uma faixa muito restrita, visando a prospecção de sulfetos. Segundo os autores, essa nova formação apresenta significativa importância econômica, sendo o ambiente geológico propício à acumulação de sulfetos.

SCHÖLL et al (1980) subdividem as litologias do Prê-Cambriano da região do Anticlinal do Setuva em três unidades: Complexo Prê-Setuva, composto por migmatitos na parte inferior e gnáises no topo; Formação Setuva, com xistos, apresentando corpos lenticulares de quartzitos, calco-xistos, mármore e filitos; e Grupo Açungui. Este último apresenta duas fácies: uma com rochas carbonáticas (Fácies Capirú) e a outra exibindo predominantemente rochas clásticas finas (Fácies Votuverava), admitindo deposição simultânea para as mesmas.

PONTES (1980-inédito), propõe que a Formação Água Clara seja colocada na parte basal do Grupo Açungui, devido ao maior grau metamórfico e ao padrão estrutural mais complexo da referida formação.

PIERKARZ (1981) reconhece na região da Mina do Perau uma unidade constituída por quartzitos, rochas carbonáticas, xistos clásticos e ortoanfibolitos, denominada de Sequência Perau, que formaria a base do Grupo Açungui, tendo a Formação Setuva como embasamento. Sugere contribuição vulcânica exalativa para esta sequência, admitindo que a Formação São Sebastião seja englobada por aquela referida unidade. Reconhece, ainda, três núcleos distintos onde aflora a Sequência Perau: Núcleo do Tigre, Núcleo do Betara e Núcleo Alto Açungui.

CORDEIRO da SILVA et al (1981) consideram que apesar da Sequência Perau apresentar um padrão estrutural mais complexo e um grau metamórfico mais elevado do que as unidades do Grupo Açungui, ainda não conseguiram dados suficientes para separá-la desse grupo, preferindo posicioná-la na sua base. Subdividem a Formação Votuverava em fácies pelito-clástica (basal), fácies carbonático (intermediário) e fácies clástico superior, não fazendo menção quanto ao posicionamento da Formação Capirú.

PONTES (1982) revisando a Formação Água Clara, subdivide a em dois fácies: um vulcânico-sedimentar (basal) e outro carbonático (superior), colocado na base do Grupo Açungui, sugerindo porém que a mesma teria sido gerada, metamorfisada e tectonizada em um ciclo geotectônico anterior ao do Grupo Açungui.

FRITZSONS et al (1982) propuseram uma nova coluna estratigráfica para o Prê-Cambriano Paranaense, onde retiram a Formação Água Clara do Grupo Açungui e a colocam na parte superior do Grupo Setuva, que tem como porção basal a Formação Perau. Mantêm para o Grupo Açungui a contemporaneidade de suas formações (Capirú e Voluverava).

SCHÖLL et al(1982) mantém para o Setuva a denominação ' de formação, subdividindo-a em quatro sequências litoestratigráficas, da base para o topo:

- a) Clástica a clástica-carbonatada, representada por paragnâisses e xistos;
- b) Química inferior, com espessos pacotes de metachert;
- c) Química a Clasto-química superior, com mármore dolomíticos e metamargas predominantes;
- d) Vulcano-sedimentar, formada por um pacote de quartzo-mica xistos/filitos e clorita xistos com intercalações de ortoanfibolitos.

O embasamento dessa formação é composta, segundo os autores, por um complexo de augen-gnâisses, migmatitos e granitos de anatexia.

PIERKARZ(1984) apresenta os resultados preliminares sobre os aspectos geológicos da Formação Perau, observados no Núcleo Betara (Pr). Menciona que a geologia da área do Betara começa na base com uma unidade quartzítica, diretamente assentada sobre um complexo gnáissico-migmatítico (Pré-Setuva). A seguir, ocorre uma unidade carbonatada com calco-xistos, mármore, xistos carbonosos, formações ferríferas, meta-vulcânicas e metatufos. Por último, o pacote é capeado por uma unidade de xistos de natureza clástica fina, sob a forma de quartzo-mica xistos granatíferos.

HASUI et al(1984) apresentam uma proposta de compartimentação das rochas até então atribuídas ao Grupo Açungui. À porção NW denominaram de Grupo Itaiacoca, a central continua com a denominação Grupo Açungui e a porção SE recebeu a denominação Grupo Capirú. O Grupo Açungui, na porção aflorante no Estado de São Paulo, foi dividido pelos autores em cinco formações, limitadas por grandes falhamentos: Formação Betari (basal), Formação Bairro da Serra, Formação Água Suja, Formação Furnas e Formação Serra da Boa Vista (topo).

Com relação ao quadro estratigráfico regional, pode-se verificar que ao longo do tempo, foram elaboradas pelos diversos pesquisadores, uma série de colunas estratigráficas, envolvendo principalmente os grupos Açungui e Setuva.

As maiores mudanças sentidas durante essa evolução referem-se ao posicionamento da Formação Água Clara, anteriormente no topo do Grupo Açungui e atualmente aceita como pertencente ao embasamento do mesmo. A retirada da Formação Setuva do Açungui para constituir um novo Grupo, da qual faz parte a Formação Perau, é

outra mudança substancial ocorrida durante os tempos. As relações estratigráficas entre as Formações Capiirú e Votuverava, e a correlação entre as Formações Capiirú e Itaiacoca, são outros fatores que devem ser melhor detalhados.

3. AS PRINCIPAIS ESTRUTURAS DA ÁREA

(Autor: ALBERTO PIO FIORI)

3.1 FALHAMENTOS

A área apresenta-se intensamente falhada, notando-se três tipos de falhas de naturezas diferentes: falhas transcorrentes, falhas direcionais sintéticas e antitéticas e falhas de empurrão.

3.1.1 FALHAS TRANSCORRENTES

A Falha da Lancinha representa a principal falhas transcorrente da área, disposta segundo uma direção média N50-55E. Apresenta um traçado essencialmente retilíneo, fazendo prever tratar-se de uma falha de atitude vertical a subvertical. Morfologicamente, representa uma linha deprimida no terreno, sobre a qual instalaram-se trechos de drenagens como o Ribeirão Capiru, Rio da Lança e Rio São Pedro. A nordeste de Rio Branco do Sul, essa falha emite ramificações subparalelas ao traço principal.

No campo, a falha da Lancinha, caracteriza-se pela presença de rochas bastante fraturadas, com atitudes variáveis e com um aspecto anastomosado, contorcido. São frequentes dobras de arrasto e estruturas sigmoidais compatíveis com movimento dextrógiro; as dobras são geralmente abertas, com eixos verticalizados e de dimensões centimétricas a métricas.

A lenticularização de corpos litológicos é uma feição marcante em todas as exposições visitadas da Lancinha. Esse fenômeno é particularmente bem evidenciado por camadas menos competentes, como quartzitos, que sofrem constrictões e mesmo frequentemente, uma total ruptura, dando origem a formas lenticulares, com as camadas ou níveis mais competentes se amoldando em torno de boudins ou lentes de material menos competente. As lentes podem variar desde dimensões centimétricas a métricas, como vistas em afloramentos, até dimensões quilométricas, como observadas em mapas geológicos. O fenômeno da lenticularização pode ser contudo também em rochas relativamente homogêneas, simplesmente ao se quebrar a rocha com um martelo. Quase sempre os fragmentos tem uma forma lenticular ou losangular, que se subdividem em outros fragmentos menores, também lenticulares.

Raramente a zona de falha da Lancinha apresenta rochas miloníticas. Na realidade as rochas apresentam-se deformadas, lenticularizadas, mas a granulometria acha-se relativamente bem preservada. Igualmente, não se nota nos afloramentos uma típica foliação milonítica.

Estrias de atrito não são facilmente observadas; onde observadas, apresentam-se com caimentos variáveis de 0° até 20°. Em certos pontos observa-se uma lineação mineral, que muitas vezes é confundida com lineação de intersecção. Os planos da foliação cataclástica ao longo da Falha da Lancinha tem direções compatíveis com seu traçado no mapa, com valores variando entre N40-60E. Seus mergulhos são variáveis, tendo-se observado valores desde 40° até verticais, com uma forte tendencia a valores superiores a 70°, com inclinações geralmente voltadas para noroeste.

Outras falhas transcorrentes da área, acham-se situadas no canto noroeste do mapa, na região da Serra do Bromado. Igualmente, essas falhas caracterizam-se por um traçado retilíneo, paralelizando-se à direção das camadas e aos traços de foliação. No campo, caracterizam-se por zonas de intensa deformação, produzindo rochas bastante foliadas e de granulometria muito fina.

A Falha de Morro Agudo é a mais proeminente dessas falhas, tendo sido situada provisoriamente neste trabalho, no contato entre metasiltitos e metacalcários da Formação Votuverava. Sua pequena extensão dentro da área mapeada não permite definir seu exato posicionamento pois pode ser confundida com alguma de suas ramificações, que são por sinal abundantes nessa região, como pode-se ver no mapa geológico do Projeto Leste do Paraná (Folha Curitiba).

3.1.2 FALHAS DIRECIONAIS SINTÉTICAS E ANTITÉTICAS

No relatório anterior (Convênio UFPr-Mineropar, Termo aditivo nº 1) fez-se referência a falhas sintéticas e antitéticas presentes no pré-cambriano paranaense. As falhas antitéticas, segundo o modelo discutido naquela oportunidade, tem direções noroeste, paralelizando-se aos diques de diabásio mesozóicos. No campo, as direções dessas falhas são marcadas por uma intensa clivagem de fratura, as vezes com microlitons com menos de 0,5 cm de espessura. Tratam-se de planos de cisalhamento verticais, com uma componente horizontal de deslocamento sinistrógiro. Devido ao pequeno espaçamento entre os planos, causam geralmente uma nítida crenulação em uma foliação S_1 pré-existente, como pode ser visto em diversos pontos da área. Em alguns pontos, chega mesmo a desenvolver uma intensa foliação que mascara totalmente a foliação S_1 .

As falhas sintéticas confundem-se com a falha transcorrente principal, pois tendem a se paralelizar à medida que aumenta a intensidade de deformação. De um modo geral, seu efeito é sentido pelo anastomosamento da zona da falha principal, ou por se disporem em feixes subparalelamente à falha principal. Algumas falhas direcionais sintéticas foram delineadas através de fotointerpretação na região de Betara. São falhas de direção aproximadamente N70W, e com sentido de deslocamento dextrógiro, igual ao da falha principal. A magnitude do deslocamento ao longo dessas falhas não é muito grande, podendo ser avaliado parcialmente pelo deslocamento de um nível de quartzito a sudoeste de Rio Branco do Sul, da ordem de 500m.

O sistema de falhas antitéticas é bem desenvolvido no pré-cambriano paranaense, sendo evidente tanto em imagens de satélite como em fotografias aéreas. Caracterizam-se por lineamentos de comprimentos variáveis, dispostos em direção N50W, bastante regular. Distribuem-se de um modo geral por toda a área mapeada, havendo no entanto áreas ou faixas onde há uma maior incidência dessas falhas, como a oeste de Almirante Tamandaré e a noroeste de Rio Branco do Sul. Em alguns lineamentos mais proeminentes desse sistema, nota-se um deslocamento anti-horário, especialmente de alguns níveis de quartzitos, como são os casos da região de Betara e a norte de Colombo. De um modo geral, no entanto, não é perceptível o deslocamento dessas falhas à escala mapeada. No campo são marcadas por uma clivagem de fratura, que causa uma crenulação na foliação S_1 das rochas.

3.1.3 FALHAS DE EMPURRÃO

Na área mapeada, foram identificadas diversas falhas de empurrão, de grande importância para a melhor compreensão, tanto da geologia estrutural, como da estratigrafia do Grupo Açungui. As principais falhas identificadas foram denominadas de Falha do Antiforme do Setuva, Falha do Morro Grande, Falha de Almirante Tamandaré, Falha do Queimadinho, Falha das Aranhas, Falha do Betara e Falha do Chopin.

3.1.3.1 FALHA DO ANTIFORME DO SETUVA

A Falha do Antiforme do Setuva é na realidade, uma zona de cisalhamento ou "shear zone" de largura média em torno de 2.000 metros. Contorna o antiforme do Setuva, formando um amplo V com o fechamento voltado para sudoeste, estando portanto dobrada. Trata-se porém de uma feição adquirida posteriormente, por dobramento em fase posterior.

A zona de cisalhamento representativa dessa falha situa-se entre os metacalcários da Formação Capiu e os gnáisses do Complexo Pré-Setuva, sendo constituída por uma faixa de xistos algo feldspáticos. Nota-se nesses xistos uma intensa deformação e um intenso achatamento e estiramento mineral, com a rocha, tendo um aspecto de verdadeiro milonito. Além dessa faixa, mais para o interior do Antiforme do Setuva, o gnáisse não é tão deformado, apresentando-se com granulometria grosseira a média, e com feldspatos relativamente bem cristalizados. Intercalados aos gnáisses, notam-se faixas ou níveis de xisto, de espessuras variáveis (geralmente não ultrapassando 1m de espessura), emprestando ao conjunto xistos-gnáisses um aspecto interdigitado. Trata-se, no entanto, de uma interdigitação tectônica, gerada por um processo semelhante à transposição.

Os xistos que contornam o Anticlinal do Setuva tem sido considerados como do Grupo Setuva (Formação Perau), enquanto os gnáisses são relacionados ao Complexo Pré-Setuva (PIERKARZ, 1984, FIG 1). No entanto, os xistos são o produto de intenso tectonismo atuante principalmente sobre os gnáisses e xistos Setuva, culminando com uma total moagem dessas rochas, transformando-as em milonitos com aspecto de xisto. Os xistos devem ser considerados ao invés de Grupo Setuva, e portanto com uma conotação estratigráfica, de uma tectono-fácies dos gnáisses e xistos Setuva, sem conotação estratigráfica.

3.1.3.2 FALHA DO MORRO GRANDE

A Falha do Morro Grande tem um traçado irregular, atravessando toda a área estudada. Estende-se desde o Rio Marmeleiro, no canto sudoeste do mapa, até desaparecer no canto nordeste da área. Em sua maior parte, tem uma direção aproximadamente E-W, mas a partir da zona periclinal do Sinforme do Morro Grande, adquire um traçado mais regular e com direção N30-40E. Nesse trecho parece adquirir aspecto de falha transcorrente, pelo menos a nível de foto-interpretação.

No campo, essa falha é caracterizada por uma foliação de baixo ângulo de mergulho, sendo que na região de Colombo, mostra inclinações da ordem de 30°, voltadas para sudeste. Em outros trechos, como a sudoeste de Bocaiúva do Sul, tem-se verificado atitudes em torno de 20°, porém voltadas para noroeste. Estrias de atrito verificadas ao longo dessa falha são muito difíceis de serem identificadas pelo fato de sempre existir duas ou mais foliações presentes. Em certos afloramentos, por exemplo, a sul de Bacaetava, as estrias de atrito tem atitudes em torno de N240/70 e os planos da foliação milonítica, E-W/80S, sendo assim compatíveis com falhamento de empurrão, em que pese o fato da foliação apresentar mergulhos relativamente altos.

Um aspecto importante a ressaltar, são os frequentes truncamentos de camadas, principalmente de quartzitos, ao longo dessa falha, fato este que pode ser observado em fotografias aéreas, como é o caso a norte de Almirante Tamandaré. Este fenômeno não foi verificado no flanco norte da Sinforme do Morro Grande, permitindo concluir que o flanco sul é na verdade um flanco invertido.

A presença desta falha traz uma complicação adicional a geologia estrutural da área, pois dá origem a uma foliação S_2 , de caracter local, e que afeta uma foliação S_1 pré-existente, e de caracter mais regional. Ao que tudo indica, S_2 é uma foliação gerada na mesma fase de deformação que originou S_1 , somente algo mais tardia, como será discutido adiante.

3.1.3.3 FALHA DE ALMIRANTE TAMANDARÉ

Esta falha estende-se desde o canto sudoeste da área mapeada, e passando por Almirante Tamandaré e Colombo, termina de encontro à Falha do Morro Grande nas proximidades de Bacaetava. Como as demais, tem um traçado sinuoso, caracterizando-se pelo truncamento de algumas camadas de filito, como nas proximidades da localidade que lhe empresta o nome. Apresenta mergulhos em torno de 50-70°,

tendo uma direção média em torno de N70E e uma extensão de cerca 30 Km na área estudada.

3.1.3.4 FALHA DO BETARA

A Falha do Betara tem um traçado irregular, com uma grosseira disposição segundo a direção nordeste. Coloca em contato um núcleo de xistos, gnáisses e quartzitos do Grupo Setuva e Complexo Prê-Setuva, com metasiltitos da Formação Votuverava. Apresenta mergulhos voltados para noroeste, com valores em torno de 60-70°.

Como a Falha do Morro Grande, esta falha também mostra truncamentos de camadas de quartzito, fato este bem evidenciado em fotos aéreas, como é o caso a oeste do Morro Betara. Na altura de Rio Branco do Sul, esta falha desaparece de encontro à Falha da Lancinha.

3.1.3.5 FALHA DO QUEIMADINHO

Esta falha ocorre na parte nordeste da área, representando uma bifurcação da Falha do Antiforme do Setuva. Tem também um traçado irregular, com mergulhos voltados para norte. Sua importância é muito grande, pois a nosso ver, limita litologias do Grupo Setuva a norte, de litologias tectonizadas do Complexo Prê-Setuva, situado no interior do Anticlinal do Setuva. Tem uma direção média em torno de N80E, estando situada na base de uma camada de quartzito relativamente contínua. Apresenta mergulhos médios em torno de 50°.

3.1.3.6 FALHA DAS ARANHAS

Diversas falhas de empurrão de menor envergadura que as anteriormente descritas ocorrem na área, como a Falha das Aranhas, a leste de Bocaiúva do Sul, e que se une as Falhas do Antiforme do Setuva e do Sinforme de Morro Grande. A Falha das Aranhas tem direção noroeste, limitando filitos a leste, de metacalcários a oeste. Outras falhas ainda menores situam-se na região de Betara, com um traçado curvo. A natureza dessas últimas, porém parece-nos diferente das anteriormente descritas, relacionando-se possivelmente à Falha da Lancinha.

3.1.3.7 FALHA DO CHOPIN

Esta falha ocorre no canto sudoeste da área, dispendo - se transversalmente às Falhas do Morro Grande e de Almirante Tamandaré. Tem um traçado irregular, com trechos dispostos segundo uma direção aproximada N65E junto à Falha de Almirante Tamandaré, e com trecho disposto segundo uma direção média N80W, quando atinge a Falha de Morro Grande. Não está, até o momento, perfeitamente caracterizada, havendo necessidade de trabalhos de campo adicionais no local.

4. COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA DA ÁREA (Autor: ALBERTO PIO FIORI)

As grandes falhas presentes na área, como da Lancinha , do Antiforme do Setuva, do Morro Grande, de Almirante Tamandaré , das Aranhas e do Betara, causam uma compartimentação tectônica na ' área, com importantes reflexos na `estratigrafia (Entende-se por com partimento tectônico, nesse trabalho, ao conjunto de rochas situado entre 2 grandes falhas, quer sejam de empurrão ou transcorrentes).

A compartimentação tectônica, no entanto, é de dois tipos diferentes, com blocos separados por falhas transcorrentes e blocos ou "mantos" de rochas separados por falhas de empurrão. Estes ultimi são também conhecidos por "nappes", que podem ou não envolver ' dobras recumbentes à escala regional.

4.1 COMPARTIMENTAÇÃO DEVIDO A FALHAS TRANSCORRENTES

A Falha da Lancinha causa a compartimentação mais eviden te da área, e a mais antiga conhecida, por limitar litologias das ' Formações Capiuru, a sul, e Votuverava, a norte. Além disso, coloca' em contato litologias do Grupo Setuva em contato tectônico com li tologias da Formação Capiuru, em um trecho de mais de 18 Km, a sudoes te de Rio Branco do Sul, no núcleo Betara.

Outros blocos menores, separados por falhas transcorren tes, ocorrem no canto noroeste da área, na região das Serras do Bro

mado e Voturuvu. Cada bloco tectônico limitado por falhas transcorrentes será designado por uma letra maiúscula do nosso alfabeto (de acordo com a mesma designação de blocos do relatório do Termo Aditivo nº 1), para facilitar a sua descrição, conforme mostra a FIG 4.1

Assim, 3 blocos tectônicos podem ser separados através de falhas transcorrentes. Os dois maiores são os blocos D e E, limitados pela Falha da Lancinha; o bloco E, compreende litologias da Formação Capiçu, do Grupo Setuva (aflorante no antiforme do Setuva) e litologias do Complexo Pré-Setuva. Não foi identificada com segurança nenhuma outra falha transcorrente dentro da área, e situada a sul da Falha da Lancinha, que justificasse assim a delimitação de outro bloco tectônico. O bloco D, compreende litologias da Formação Votuverava, do Grupo Setuva e Complexo Pré-Setuva, aflorante no Núcleo Betara, a sudoeste de Rio Branco do Sul. É delimitado pela Falha da Lancinha, a Sul e pela Falha de Morro Agudo, a norte. O Bloco C, limita-se a sul pela Falha de Morro e a norte pela Falha de Itapirapuã; porém, no presente trabalho, apenas uma porção restrita desse bloco será analisada. As litologias aflorantes nesse bloco, na área estudada, pertencem à Formação Votuverava, com predomínio de metacalcários e de metasiltitos.

Nas proximidades da Falha de Morro Agudo, no canto noroeste da área, ocorrem outras falhas subparalelas à de Morro Agudo. No entanto, a natureza destas não está ainda esclarecida, podendo inclusive tratar-se de falhas de empurrão de alto ângulo, conforme sugere o seu traçado em fotografias aéreas. A falha situada imediatamente a sul da de Morro Agudo, tem mergulhos voltados para norte e a imediatamente a norte, mergulhos voltados para sul, conforme pode se depreender da regra dos "Vs".

4.2 COMPARTIMENTAÇÃO DEVIDO A FALHAS DE EMPURRÃO

As principais falhas de empurrão da área foram identificadas no Bloco Tectônico E, situado a sul da Falha da Lancinha. As quatro maiores são as do Antiforme do Setuva, do Morro Grande, de Almirante Tamandaré e do Queimadinho; a Falha das Aranhas e do Chopin são também consideradas de empurrão, porém são de dimensões muito menores que as quatro anteriormente citadas. No bloco tectônico D, a maior falha de empurrão é a do Betara, que separa litologias da Formação Votuverava e do Grupo Setuva.

Os blocos tectônicos limitados por essas falhas são de natureza diferente em relação àqueles limitados pelas falhas trans-

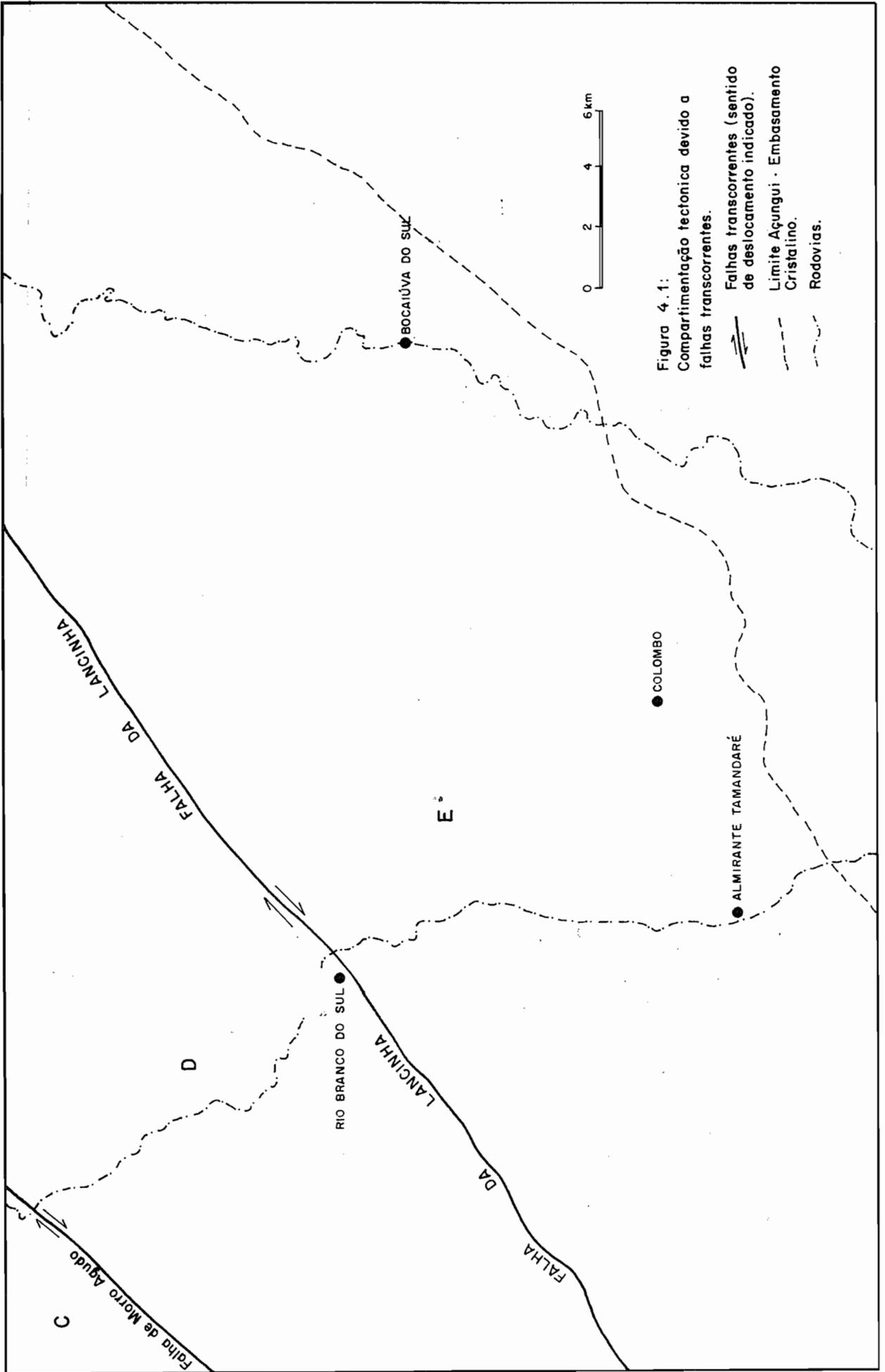


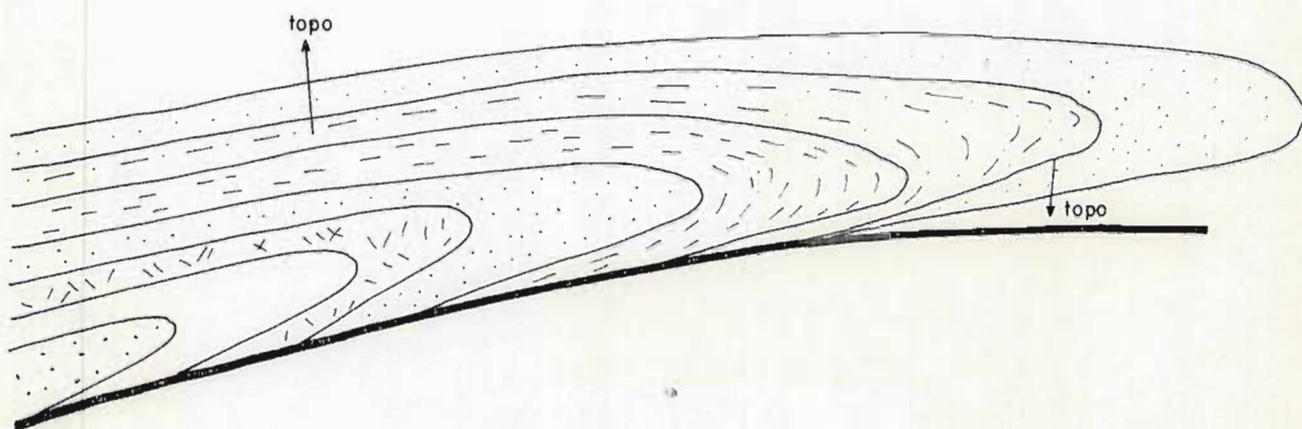
Figura 4.1:
Compartimentação tectônica devido a
falhas transcorrentes.

- Falhas transcorrentes (sentido de deslocamento indicado).
- Limite Açungui - Embasamento Cristalino.
- Rodovias.

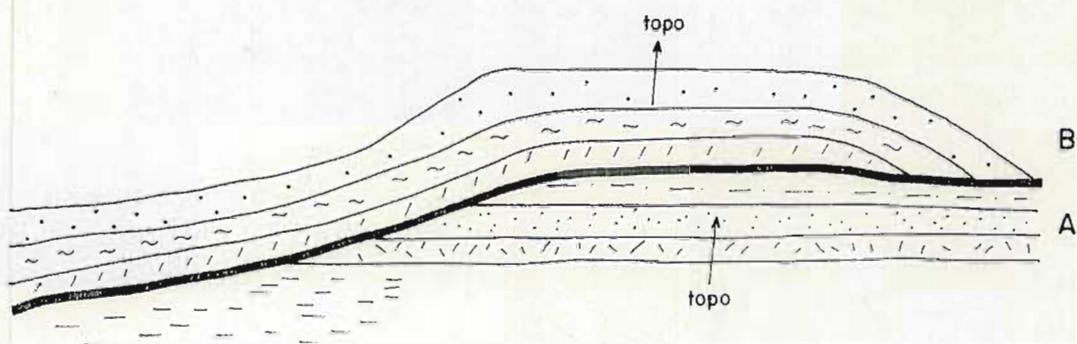
correntes. As falhas de empurrão devido ao seu original baixo ângulo de mergulho separam fatias ou mantos de rochas, colocando-os uns sobre os outros, de forma a empilhá-los. Dessa forma, podem ocorrer inversões estratigráficas devido a dobras recumbentes frequentemente associadas a esse tipo de tectonismo, como também inversões estratigráficas devido à colocação de blocos ou mantos de rochas mais antigas, sobre rochas mais jovens ou mesmo duplicações estratigráficas ao empilhar diferentes trechos de uma mesma unidade estratigráfica. Nesse último caso, pode ou não haver inversões estratigráficas adicionais ou dentro do bloco, devido à presença de dobras recumbentes (ver FIG 4.2 a,b,c). (Obviamente, o não reconhecimento dessas falhas traz erros significativos na tentativa de elaboração de colunas estratigráficas, quer sejam locais como regionais). Por outro lado, os blocos tectônicos limitados por falhamentos transcorrentes colocam em contato unidades estratigráficas distintas, podendo terem se depositado em condições muito diferentes ou mesmo em sub-bacias diferentes situadas geograficamente a grandes distâncias, como é geralmente o caso. Citam-se casos de nappes europeus que se deslocaram a mais de 200 km de seu sítio original.

Os blocos ou mantos de rochas a sul da Falha da Lancinha e separadas pelas falhas de empurrão serão aqui referidos com algarismo romanos, procurando-se dar uma ordem cronológica de colocação dos mantos. O mais antigo receberá o nº I, e os sucessivamente mais jovens, um número sucessivamente maior. Deve-se ressaltar, no entanto, que a sucessão cronológica é especulativa, havendo necessidade de estudos mais aprofundados, inclusive, análises estratigráficas, que procurem definir antigos ambientes de sedimentação, e estudos estruturais específicos que visem determinar o sentido da movimentação tectônica. É costume também atribuir ao bloco tectônico o mesmo nome da falha de empurrão que constitui seu limite inferior. Assim, o bloco tectônico II poderá ser denominado de Bloco Tectônico ou Nappe do Queimadinho, o Bloco Tectônico III, de Nappe do Morro Grande, o Bloco Tectônico IV, de Nappe do Betara. Os Blocos Tectônicos I, V e Id, não tem seu limite inferior conhecido, não podendo ser denominados dessa forma. Há possibilidades dos Blocos I e Id serem autoctones e os demais aloctones, inclusive o V, se puder ser confirmado a natureza do contato do Açungui com o Embasamento Cristalino, através de falhamentos de empurrão.

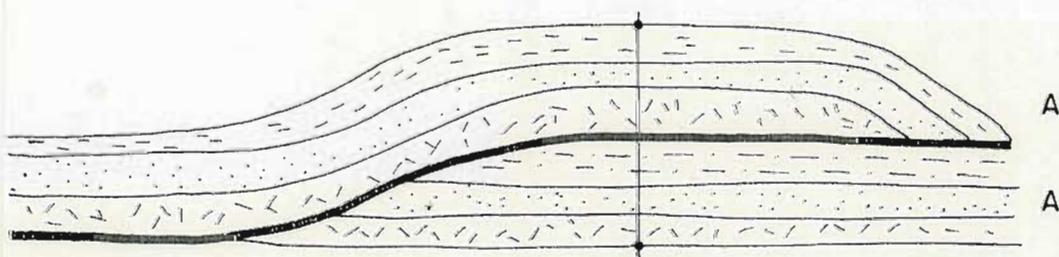
A FIG 4.3 mostra a distribuição dos principais "mantos" de rochas na área estudada. A sul da Falha da Lancinha, foram definidos 7 blocos, denominados de bloco I, II, III, IV, V, VI e VII; a norte da Lancinha, foram definidos 2 blocos denominados de ID e



a · Inversão estratigráfica associada a dobra-falha recumbente.



b · Blocos tectônicos separados por uma falha de empurrão. Bloco A composto por rochas mais jovens e o Bloco B, composto por rochas mais antigas.



c · Duplicação estratigráfica devido à sobreposição tectônica de um conjunto de mesmas unidades estratigráficas.

Figura 4.2:
Esquemas representativos de inversões e duplicações estratigráficas devidos a falhamentos de empurrão.

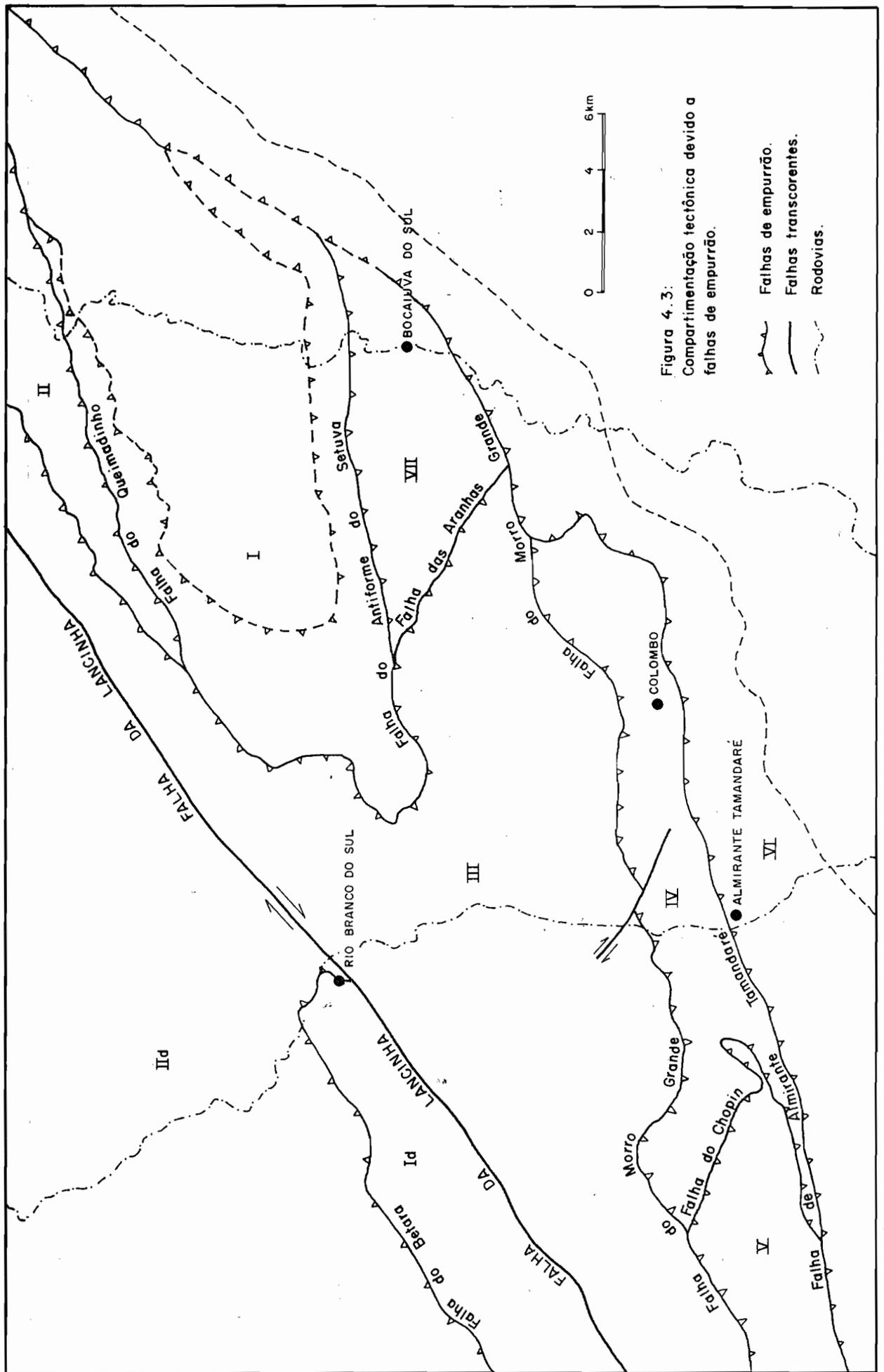


Figura 4.3:
Compartimentação tectônica devido a
falhas de empurrão.

e IID, em referência ao bloco D.

4.2.1 BLOCO I

O Bloco Tectônico I, corresponde ao Complexo Pré-Setuva aqui entendido como representado tanto pelos xistos como pelos gnáisses da parte mais central do Antiforme do Setuva. Os xistos representam uma tectono-fácies dos gnáisses, devido a uma maior intensidade de deformação a que foram submetidos, constituindo, na verdade, uma zona de cisalhamento ou "shear zone". Os gnáisses da parte central foram menos afetados pela deformação, estando mais preservados e de granulometria mais grosseira. É limitado pela Falha do Antiforme do Setuva, em quase toda sua extensão. A norte, porém, é limitado pela Falha do Queimadinho.

A forma anticlinal de afloramento do Grupo Setuva é devido a dobramentos regionais posteriores às nappes de empurrão, que causam um dobramento da zona de cisalhamento. Assim, essa zona mergulha para norte, no flanco norte do anticlinal e para sul, no flanco sul.

Na verdade, o bloco I pode ser autoctone, representando uma janela aflorante do embasamento da Formação Capiroú (e do Grupo Setuva), estes últimos essencialmente alóctones. O atrito das nappes da Formação Capiroú, deslizando por sobre o embasamento, causaram intensa deformação dos gnáisses, transformando-os em xistos tectônicos. Análise mais detalhada do Antiforme do Setuva será feita adiante.

4.2.2 BLOCO II

O Bloco II situa-se na porção norte do Antiforme do Setuva. Tem uma forma afunilada, estando limitado pelas Falhas do Anticlinal do Setuva a norte e do Queimadinho, a sul. É constituído por xistos, quartzitos e por uma pequena mancha de metacalcários, atribuíveis ao Grupo Setuva. Como um todo, o bloco apresenta mergulhos voltados para norte.

4.2.3 BLOCO III

O bloco tectônico III é limitado em sua parte norte pela Falha do Antiforme do Setuva e pelas Falhas do Morro Grande, em sua parte sudoeste, e das Aranhas, em sua terminação nordeste. Acha-se inteiramente constituído por litologias da Formação Capiru, com predomínio de metacalcários. Subsidiariamente aparecem filitos e mais restritamente, camadas estreitas de quartzitos finos.

O sinforme do Morro Grande é a estrutura mapeável mais importante desse bloco, tendo seu flanco sul, parcialmente truncado pela falha do Morro Grande, o que faz supor tratar-se de um flanco invertido. O eixo dessa estrutura é grosseiramente paralelo ao eixo do antiforme do Setuva, porém são estruturas geradas em fases tectônicas diferentes, como será visto adiante.

4.2.4 BLOCO IV

O bloco tectônico IV é limitado a norte pela Falha de Morro Grande e a sul, pela Falha de Almirante Tamandaré. Essas duas falhas, que seguem relativamente paralelas por cerca de 30 km, unem-se nas proximidades de Bacaetava, onde o bloco tem sua terminação. É um bloco de forma estreita e alongado, tendo em média 2 km de largura por um comprimento de cerca 28 km. É inteiramente constituído por litologias atribuíveis à Formação Capiru, com predomínio de filitos em suas extremidades nordeste e sudoeste e de metacalcários em sua porção média. Camadas de quartzitos ocorrem subsidiariamente em seu interior, restringindo-se porém a corpos de formas lenticulares e estreitas.

Dentro desse bloco, o sinforme de Colombo, situado a cerca de 2 Km a noroeste de Colombo, é a estrutura mais espetacular. Seu eixo tem direção E-W, infletindo-se para nordeste, grosso modo, paralelizando-se às Falhas de Morro Grande e de Almirante Tamandaré. Em sua parte média é truncada por uma falha de direção noroeste.

4.2.5 BLOCO V

O Bloco V situa-se no canto sudoeste da área mapeada, estando limitado a norte pela Falha de Morro Grande, a sul, pela Falha de Almirante Tamandaré e a leste, pela Falha do Chopin. Litologicamente é constituída quase que exclusivamente por filitos, com intercalações não mapeáveis de quartzito. Junto à localidade de Chopin, a Falha do mesmo nome, coloca em contato filitos do Blo

co V com metacalcários do Bloco IV; a nível de fotointerpretação, parece que os filitos cavalgam os metacalcários. De um modo geral, observam-se mergulhos voltados para sul, dentro desse bloco, com o antigo acamamento S_0 , dispendo-se paralelamente a S_1 .

4.2.6 BLOCO VI

Este bloco tem uma forma estreita e alongada, estando situado na parte sudeste da área. É limitado a norte pela Falha de Almirante Tamandaré, estando a sul, em contato com litologias do Embasamento Cristalino. Segundo SILVA et al (1981), esse contato é configurado presumivelmente por falhas inversas, o que vem a corroborar a irregularidade de seu traçado. É um bloco constituído dominantemente por filitos, aparecendo, no entanto, uma lente de metacalcários que se estende de Almirante Tamandaré em direção sudeste.

A estrutura mapeável mais importante desse bloco é o Sinforme de Almirante Tamandaré, no interior do qual está situado o metacalcário presente nesse bloco.

4.2.7 BLOCO VII

O Bloco VII é o menor de todos, tendo forma grosseiramente triangular. Acha-se limitado a norte pela Falha do Antiforme do Setuva, a sul pela Falha do Morro Grande e a oeste pela Falha das Aranhas. Da mesma forma que os demais, é constituído por litologias atribuídas à Formação Capiuru, porém, nesse caso, com predomínio de quartzitos e filitos. Metacalcários ocorrem de forma subsidiária, situados em torno da complexa estrutura do Salto de Santa Rita, situada a leste de Bocaiúva do Sul. Ainda dentro desse bloco, junto à Falha do Antiforme do Setuva, ocorre uma dobra fechada, de traço axial aproximadamente E-W e paralelizando a falha citada, denominada de Sinforme da Cachoeirinha. A dobra acha-se desenhada por uma camada de quartzitos, sendo truncada a oeste pela Falha das Aranhas.

No Bloco Tectônico D não foram definidas grandes falhas de empurrão, porém sua existência é suspeitada. A única traçada é a Falha do Betara, situada a oeste de Rio Branco do Sul, e que delimita um bloco de rochas do Grupo Setuva. Outras falhas de empurrão parecem ocorrer no canto noroeste da área estudada, paralelizando a Falha de Morro Agudo. Sua natureza, no entanto, não está ainda devidamente esclarecida, podendo se tratar de falhas transcorrentes.

Os blocos tectônicos devido a falhas de empurrão e incluídos no Bloco D, foram denominados de ID e IID, com os algarismos romanos indicando uma cronologia relativa entre ambos.

4.2.8 BLOCO ID

Esse bloco é limitado a norte pela Falha do Betara e a sul por um trecho da Falha da Lancinha. É composto essencialmente por xistos atribuíveis ao Grupo Setuva, aparecendo subsidiariamente camadas estreitas e rompidas de quartzitos, de metabasicas e de uma sequência ferrífera (SCHÖLL,1982). Além disso, ocorrem gnáisses e migmatitos, relacionados ao Complexo Pré-Setuva (PIERKARZ,1984).

A Falha do Betara pode ser traçada a partir de fotos aéreas, sendo bem evidenciada na região do Morro Betara, quando trunca camadas de quartzito. Em contato com o xistos do Núcleo Betara, ocorrem metasiltitos da Formação Votuverava; como característica marcante desse núcleo, verifica-se uma elevada densidade de falhas, algumas sintéticas e outras antitéticas, além de pequenas falhas de empurrão. No entanto, essas falhas menores parecem estar todas relacionadas à Falha da Lancinha, sendo mais jovens que a Falha do Betara.

4.2.9 BLOCO IID

O Bloco IID limita-se a sul com a Falha do Betara e a norte com a Falha de Morro Agudo, esta última, de natureza transcorrente. Há possibilidade, no entanto, desse bloco estender-se até a falha situada imediatamente a sudeste da Falha de Morro Agudo, que pode ser uma falha de empurrão de alto ângulo. A partir de Rio Branco do Sul, o Bloco Tectônico IID passa a ser limitado a sul, pela Falha da Lancinha.

Esse bloco é composto por litologias atribuídas à Formação Votuverava, havendo largo predomínio de metasiltitos e filitos. Metacalcários ocorrem de forma subsidiária, perfazendo alguns corpos estreitos e de formas lenticulares. Destacam-se nesse bloco alguns corpos lenticulares de metabasicas.

Os Antiformes do Rio do Salto e do Rio Votuverava são as estruturas tectônicas mais conspícuas desse bloco. O Antiforme do Rio do Salto é uma estrutura truncada em sua parte média por uma falha de gravidade de direção N40-45W, que aparentemente causou um rebaixamento do bloco nordeste em relação ao bloco sudoeste.

O traço axial desse antifforme tem direção em torno de N40-45E.

O Antifforme do Rio Votuverava situa-se imediatamente a norte de Rio Branco do Sul, sendo desenhado por uma lente de metacalcário, que parece se alongar bastante em sua zona apical, estendendo-se para sudoeste e envolvendo o granito Rio Abaixo. Seu traço axial é irregular, mas apresenta uma direção geral nordeste.

5. AS PRINCIPAIS ESTRUTURAS DOBRADAS DA ÁREA (Autor: ALBERTO PIO FIORI)

5.1 BLOCO TECTÔNICO E

Nesse bloco tectônico, ocorrem diversas estruturas mapeáveis à escala 1:50.000. Dentre as mais importantes citam-se o Antiforme do Setuva e os Sinformes do Morro Grande e de Colombo. Outras estruturas menores existem, como os sinformes da Cachoeira e de Almirante Tamandarã, situados respectivamente nos blocos VI e V, além da complexa estrutura do Salto de Santa Rita, situada também no bloco VI, a leste de Bocaiúva do Sul. No bloco III, a nordeste de Colombo, ocorre uma área com uma estrutura complexa devido à terminação da Falha de Almirante Tamandarã, e difícil de ser estudada pela falta de bons afloramentos.

5.1.1 ANTIFORME DO SETUVA

O Antiforme do Setuva ocupa uma área de cerca 200 Km², sendo delimitado pela Falha do Antiforme do Setuva em sua maior parte e pela Falha do Queimadinho, a norte. Forma um amplo V, com o fechamento voltado para sudoeste, sendo constituído por uma faixa mais externa de xistos e por um núcleo de gnáisses e migmatitos. Em sua parte norte ocorrem camadas relativamente extensas de quartzitos em meio a camadas de xistos, pertencentes ao Grupo Setuva.

Na sua parte sul, junto ao contato xistos-gnâisses, aparece uma fi na camada de chert, com um comprimento de cerca 9 Km, e disposta segundo uma direção E-W.

Essa estrutura é facilmente identificável em fotografias aéreas, devido ao contraste em termos de resistência à erosão entre suas litologias e a dos metacalcários situados à sua volta. Apresenta um traço axial de direção aproximada N60E, com o eixo mergulhando para sudoeste, o que configura seu caráter antiformal.

No campo, observam-se duas foliações bem distintas em suas litologias, S_1 e S_2 . A mais antiga, S_1 , caracteriza-se por planos de intenso achatamento e esmagamento mineral, dando origem à xistosidade presente nos xistos que contornam a estrutura. O intenso estiramento mineral presente é facilmente constatado através da observação de verdadeiras linhas ou filmes de minerais, especialmente de feldspato e de quartzo. Essa deformação, no entanto, diminui gradativamente em direção ao núcleo do Antiforme, quando pode-se observar gnâisses com granulometria ainda relativamente bem preservada, e com uma foliação que em alguns casos, chega a ser horizontal ou sub-horizontal. São frequentes intercalações métricas de camadas ou níveis de xistos nos gnâisses e vice-versa, dando impressão de interdigitação de origem sedimentar. Trata-se, no entanto, de interdigitação tectônica, com os níveis mais xistosos representando zonas de deformação mais intensa, que causou uma diminuição da granulometria do gnâisse, ou de xistos pré-existent, com intenso estiramento dos minerais.

No momento, não nos parece justificável a denominação de Grupo Setuva aos xistos e de Pré-Setuva aos gnâisses dessa estrutura, que implica em uma conotação estratigráfica. Consideramos antes, os xistos como uma tectono-fácies dos gnâisses, devido aos efeitos da falha do Antiforme do Setuva. Em outras palavras, os xistos representam uma zona ou faixa de cisalhamento, relacionada ao transporte tectônico de grandes massas rochosas através da falha de empurrão do Antiforme do Setuva. O termo Complexo Pré-Setuva pode ser mantido, porém englobando os xistos tectônicos e os gnâisses e migmatitos do núcleo do Antiforme do Setuva.

A foliação S_1 , tem a forma de xistosidade nos xistos que contornam o Antiforme do Setuva, e forma de estrutura gnâissica nos gnâisses situados no interior da Antiforme. O diagrama de contornos de polos de S_1 , elaborado com dados obtidos ao longo de todo o Antiforme mostra uma distribuição que melhor se adapta a um cone ao invés de uma guirlanda, como pode-se ver na FIG 5.1.



Figura 5.1:
ANTIFORME DO SETUVA
Curvas de 1 · 2 · 3 · 4 · 5 · 6 e 7%
395 polos de S_1
Atitude de β = S80W/62°

O cone tem um eixo β , de atitude 580W/62°, com uma geratriz de 60° para os polos ou de 30° para os planos de foliação. Esse tipo de estrutura, ou dobra cônica, é típica para áreas que sofreram diversos eventos de deformação, quando então as dobras perdem sua cilindricidade. Possivelmente, a influência da Falha da Lancinha tenha causado esse efeito, ou então, é o resultado de dobramento de uma superfície irregular pré-existente. Outra possibilidade é que os gnáisses tem em geral, atitudes diferentes dos xistos, representando uma deformação mais antiga e ainda provavelmente preservada.

Deve-se ressaltar que o Antiforme do Setuva é desenhado por planos da foliação S_1 em diferentes posições espaciais conforme é indicado na FIG 5.1. Dessa forma, a estrutura é de uma segunda fase de deformação, afetando S_1 , gerada em uma primeira fase. Como os planos de S_1 demonstram um forte estiramento mineral, aliado ao fato de se intensificarem em uma zona relativamente estreita, devem ter-se formado por processo de cisalhamento simples, mais compatível com falhamentos do que em posição plano axial de dobras da primeira fase. Nesse caso, a primeira fase de deformação deve ter causado uma série de falhamentos; como existem planos de S_1 horizontais ou sub-horizontais, as falhas devem ter sido originalmente de baixos ângulos, ou seja, falhas de empurrão. A segunda fase de dobramentos, que deu origem ao Antiforme do Setuva, causou uma modificação espacial da foliação S_1 , podendo esta variar desde atitudes horizontais até verticais.

A foliação S_2 não é tão proeminente como a S_1 , caracterizando-se por uma clivagem de fratura, nem sempre presente em todos os afloramentos. Causa uma crenulação nos planos de S_1 .

5.1.2 SINFORME DO MORRO GRANDE

O Sinforme de Morro Grande situa-se no bloco tectônico II, e representa a estrutura mais conspícua desse bloco. Ocupa uma área de cerca 60 Km², e tem seu flanco sul truncado pela Falha do Morro Grande. Forma um amplo V, com o fechamento voltado para leste, sendo constituído por filitos e camadas de quartzitos intercaladas. As camadas de quartzito, pela sua elevada resistência ao intemperismo, permitem a delimitação com relativa facilidade dessa estrutura, a partir de fotografias aéreas. Em sua zona periclinal, ocorre um nível de metacalcário cinza, onde é bem evidenciado o antigo acamamento sedimentar.

O Sinforme do Morro Grande representa um traço axial

suavemente curvo; de sua metade para leste, tem direção aproximada E-W, enquanto de sua metade para oeste, tem direção aproximada N60E. O eixo mergulha para sudoeste, ou seja, no sentido da abertura do V, caracterizando assim uma estrutura sinformal. O truncamento de seu flanco sul pela Falha do Morro Grande é bem evidenciado em fotos aéreas, especialmente pelas camadas de quartzito, como por exemplo, a norte-nordeste de Colombo.

No campo, observam-se pelo menos duas foliações distintas em suas litologias. Há pontos onde foi observada uma terceira foliação, porém esta última, no entanto, parece ser de caráter local. A foliação mais antiga, S_1 , caracteriza-se por sua disposição em paralelismo ou subparalelismo com o antigo acamamento sedimentar S_0 . Trata-se de uma clivagem ardósiana na maioria dos casos, com cristalização de sericita ao longo dos planos. A foliação S_2 , superpõem-se a S_1 e S_0 por toda a área, causando uma intensa crenulação em S_1 . É uma clivagem de crenulação não sendo comum observar-se sericita nos seus planos.

O diagrama de contorno de polos de S_1 paralelos a S_0 , (FIG 5.2) mostra uma distribuição em guirlanda, com eixo β de atitude S89W/20; que concorda com a forma mapeada da estrutura. Trata-se de uma dobra isoclinal ou fechada, com ângulo inter-flanco da ordem de 25-30°. O diagrama de polos de S_2 mostra que essa foliação tem uma atitude constante por toda a estrutura, com uma atitude média E-W/v (FIG 5.3).

O Sinforme do Morro Grande é uma estrutura de aparência relativamente simples quando vista através de fotografias aéreas. No entanto é uma estrutura complexa, tratando-se na verdade, de uma grande dobra-falha, fechada a isoclinal, e com plano axial voltado para sul, implicando em vergência para noroeste. É uma dobra gerada na primeira fase de deformação, tendo sido afetada por eventos posteriores. A foliação S_2 não se dispõe em posição plano axial dessa sinforme, uma vez que trunca a ambos os flancos, como pode ser visto no campo. Pela relação angular de S_0 e S_2 , o sinforme do Morro Grande situa-se no flanco de uma megaestrutura antiformal.

5.1.3 SINFORME DE COLOMBO

Esta sinforme está situada nas proximidades da parte média do Bloco IV, a noroeste da cidade de Colombo. Ocupa uma área de cerca 10 Km², apresentando uma forma em V, com fechamento voltado para leste. Seus flancos são praticamente paralelos em mapa,

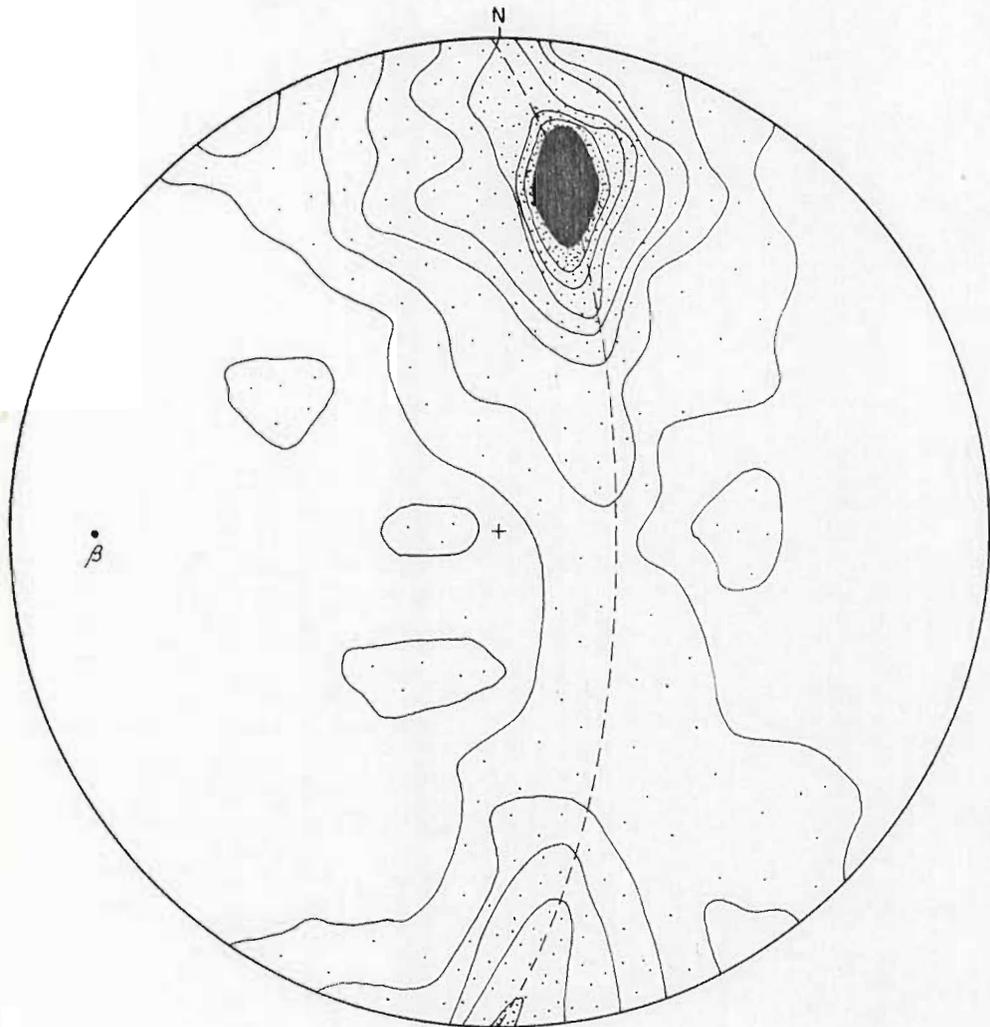


Figura 5.2
SIFORME DO MORRO GRANDE
Curvas de 1,5 · 3,0 · 4,5 · 6,0 · 7,5 · 9,0 · 10,5 e 12,5%
551 polos de S_1 paralelo a S_0
Atitude de $\beta = S89W/20^\circ$

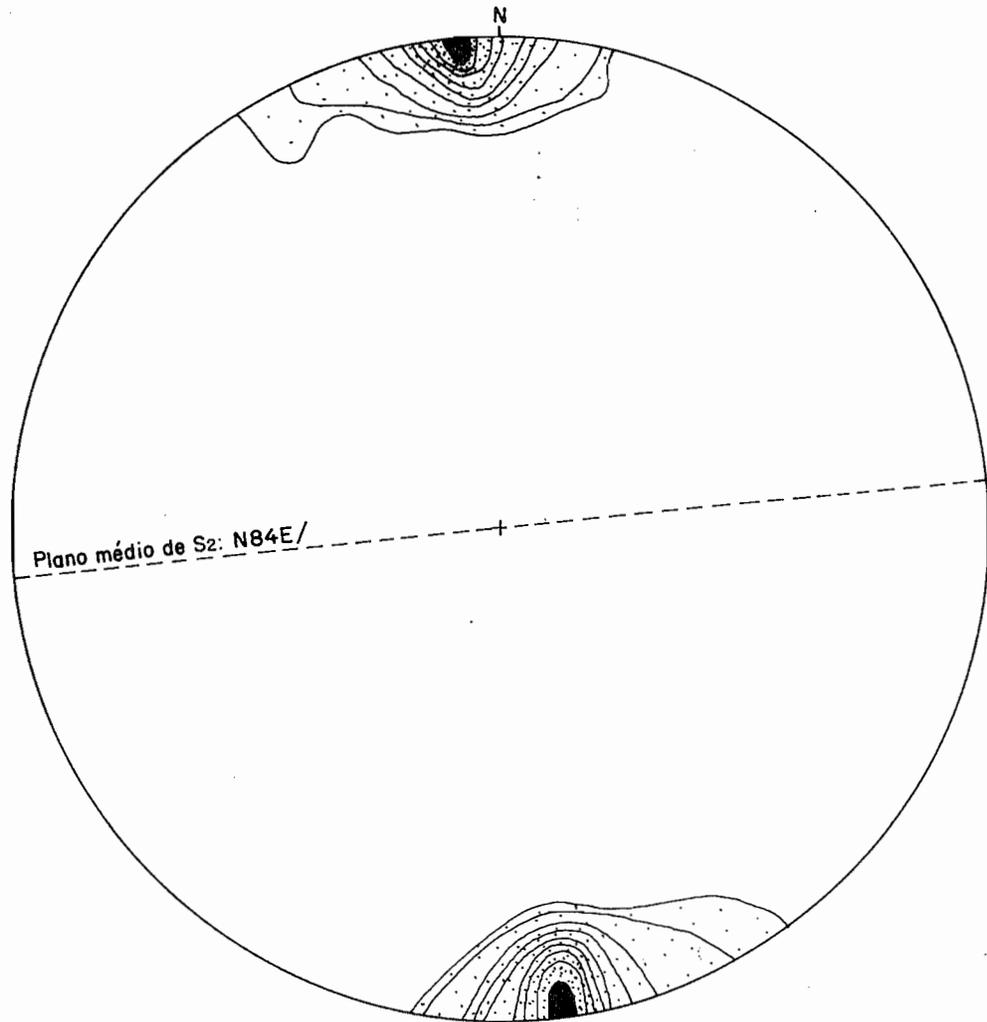


Figura 5.3
SINFORME DO MORRO GRANDE
Curvas de 5 · 10 · 15 · 20 · 25 · 30 · 35 · 40 e 45%
62 polos de S₂

fazendo supor tratar-se de uma dobra cerrada a isoclinal, ou então com eixo sub-horizontal.

O Sinforme de Colombo é evidenciado a nível de fotografias aéreas por uma camada de filitos com intercalações de quartzitos, mais resistente, incluída em um banco de metacalcário, que origina uma zona homóloga de relevo rebaixado. Tem um traço axial de direção aproximadamente E-W, infletindo-se parêem para a direção NE-SW, a partir do Rio Barigui para sudoeste. Em sua parte média, apresenta-se truncado por uma falha de direção noroeste, que causa um deslocamento de pequena magnitude no sentido horário.

Suas litologias apresentam pelo menos duas foliações bem evidentes. A foliação S_1 , de um modo geral é paralela a S_0 , e é representada por uma clivagem ardosiãna bem desenvolvida; a foliação S_2 tem direção, em geral, paralela a S_1 , porém mergulhos diferentes, e causa uma crenulação em S_1 (FIG 8.1). A foliação S_2 não é tão bem desenvolvida como a S_1 , formando microlitons de 2 a 3 cm de espessura, sendo melhor evidenciada em níveis mais argilosos.

Em certos pontos, ao longo da Estrada Uvaraval, notou-se uma terceira foliação, às vezes bem desenvolvida, chegando mesmo a mascarar as outras duas. Essa terceira foliação forma microlitons geralmente espessos ($\pm 0,5$ cm), e não é penetrativa por todo o afloramento. Tem direção noroeste, estando relacionada à direção dos falhamentos antitéticos anteriormente discutidos.

O diagrama de polos de S_0 paralelo a S_1 (FIG 5.4), indica um eixo estatístico β para esta estrutura com atitude $S83W/20\phi$, bastante semelhante ao eixo do Sinforme de Morro Grande. O ângulo interflanco, nesse caso, é praticamente zero, tratando-se assim de uma dobra isoclinal.

5.1.4 SINFORME DA CACHOEIRINHA

Esta estrutura situa-se no Bloco Tectônico VI, bordejando a Falha do Antiforme do Setuva. Ocupa uma área de cerca 9 Km^2 , apresentando uma forma em V, com o fechamento voltado para leste. É uma estrutura desenhada por uma camada mais resistente de quartzito, com intercalações de filito, como flanco norte, parcialmente truncado pela Falha do Antiforme do Setuva. No seu interior ocorre uma camada de filito, menos resistente, representada por uma área deprimida.

No mapa, seus flancos são praticamente paralelos, apre-

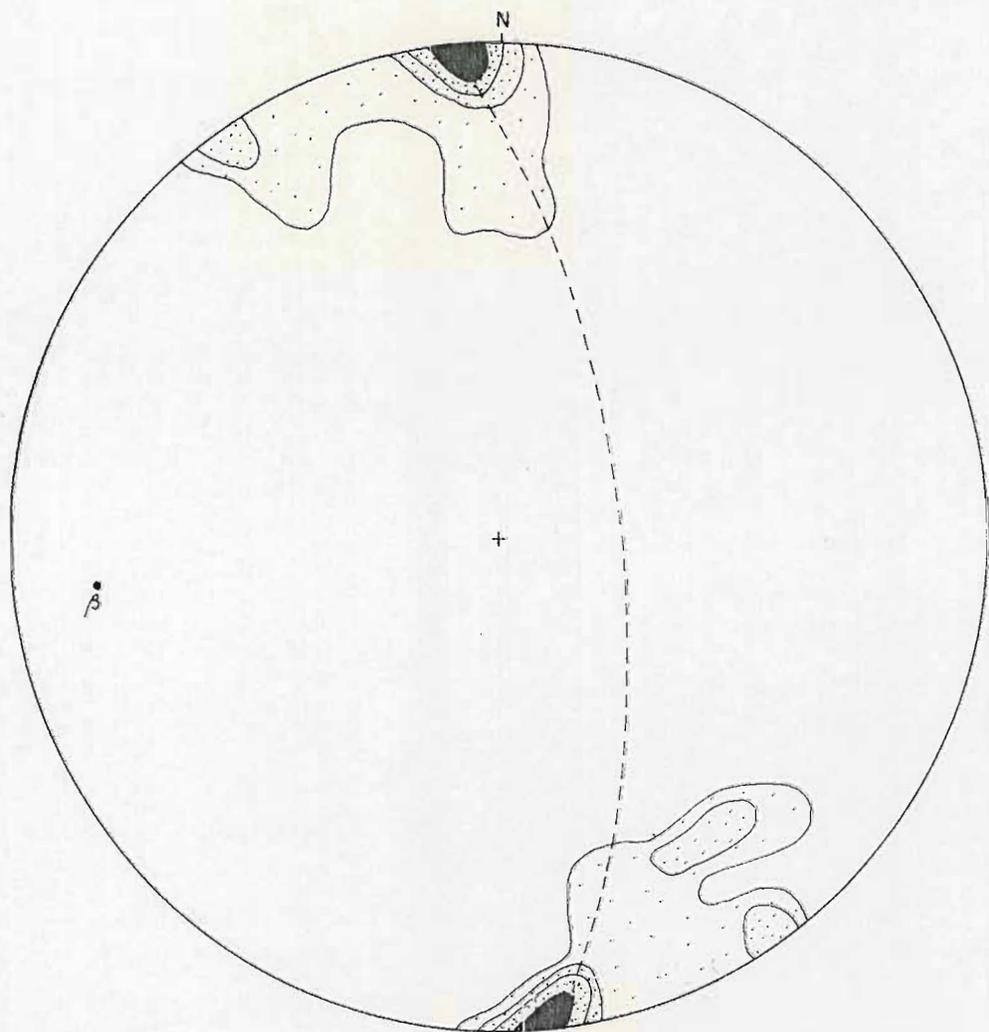


Figura 5.4
SIFORME DE COLOMBO
Curvas de 5 · 10 · 15 e 20%
26 polos de S_1 paralelo a S_0
Atitude de $\beta = S83W/20^\circ$

sentando um traço axial suavemente curvo, variando de N65E, em sua metade oeste a N85W no restante de seu traçado. Como nas demais estruturas, suas litologias também apresentam duas foliações bem evidenciadas, com a mais antiga, S_1 , dispendo-se paralelamente a S_0 . A foliação S_2 , mais jovem, causa uma crenulação em S_1 .

Os polos de S_1 paralelo a S_0 , obtidos nessa estrutura, dispõem-se segundo uma guirlanda parcial (FIG 5.5), indicativa de dobramento fechado, com ângulo inter-flanco da ordem de 80°. O eixo estatístico β dessa estrutura tem atitude N85W/04°; o baixo ângulo de mergulho desse eixo explica o paralelismo entre os flancos como visto em mapa. Trata-se no entanto, de uma dobra assimétrica, com predomínio do flanco com mergulhos para norte em relação a mergulhos para sul, como pode ser visto no diagrama da FIG. 5.5 com um máximo mais pronunciado de polos na parte sul.

5.1.5 SINFORME DE ALMIRANTE TAMANDARÉ

O Sinforme de Almirante Tamandaré situa-se imediatamente a sul da localidade homônima, dentro do Bloco V. Ocupa uma área voltada para leste. Seus flancos são relativamente curtos, terminando a sudoeste de Almirante Tamandaré, indicando tratar-se de uma estrutura complexa, lembrando uma dobra sem raiz, à escala de mapa.

O Sinforme de Almirante Tamandaré é evidenciado a nível de fotografias aéreas por uma camada mais resistente de filitos com intercalações de quartzito, bordejando um núcleo central de metacalcários cinza, que originam um relevo mais suave e rebaixado. Tem um traço axial curvo, a exemplo dos demais, infletindo-se de uma direção N65E, em sua porção mais sudoeste a uma direção aproximadamente E-W a sul de Almirante Tamandaré.

Suas litologias, a exemplo das demais estruturas apresenta pelo menos duas foliações bem distintas. A mais antiga, S_1 , dispõe-se paralelamente, ou subparalelamente a S_0 ; a mais jovem S_2 , dispõe-se subparalelamente a S_1 , em termos de direção, porém com mergulhos mais elevados, geralmente subverticalizados.

O diagrama de polos dessa estrutura (FIG 5.6), foi elaborado com poucos dados, portanto, não sendo inteiramente confiável. Pelo máximo apresentado em sua parte média, suspeita-se de uma possível distribuição em guirlanda, indicando não se tratar de dobra isoclinal. O eixo estatístico dessa estrutura tem atitude S60W/10°, bastante semelhante ao do Sinforme de Colombo.

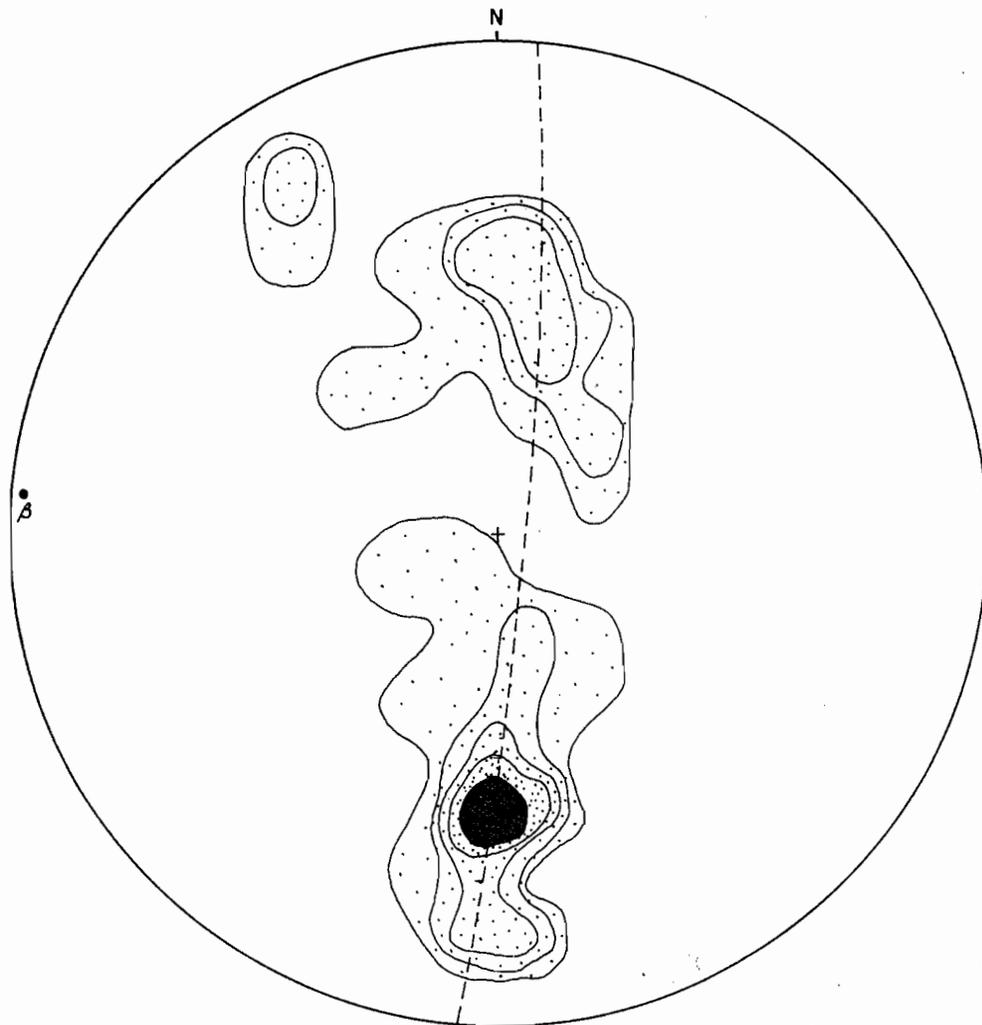


Figura 5.5
SINFORME DE CACHOEIRINHA
Curvas de 2 · 4 · 6 · 8 e 10%
60 polos de S_1 paralelo a S_0
Atitude de $\beta = N85W/04^\circ$

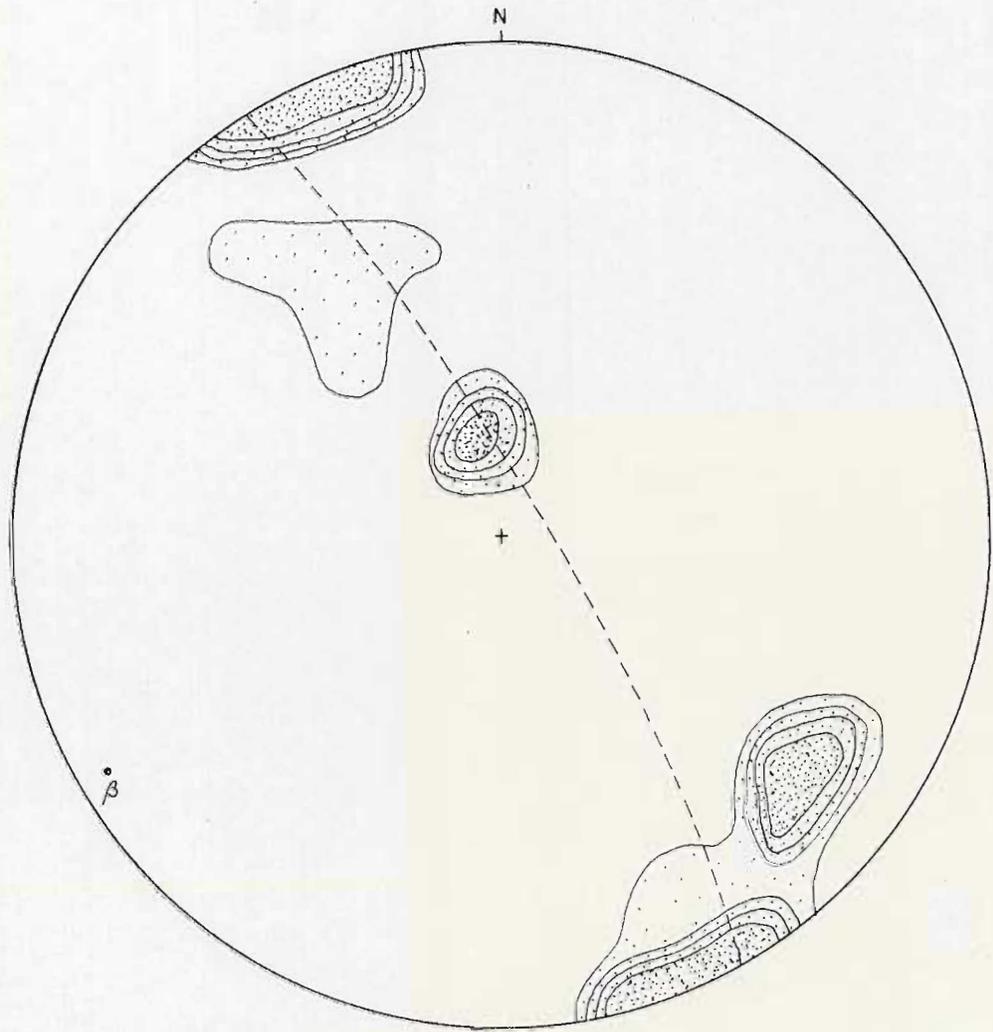


Figura 5.6
SINFORME DE ALMIRANTE TAMANDARÉ
Curvas de 4 · 6 · 8 e 10%
19 polos de S_1 paralelo a S_0
Atitude de $\beta = S58W/08^\circ$

O sentido de mergulho desse eixo, aliado ao fechamento da estrutura, atesta a sua natureza sinformal.

5.1.6 ESTRUTURA DE SANTA RITA

Esta estrutura situa-se aproximadamente na parte central do Bloco Tectônico VI. É uma estrutura complexa, constituída por um sinforme e por um antiforme. Ocupa uma área de cerca 2 Km², com os traços axiais dispendo-se segundo direção aproximadamente E-W. Como os demais, no entanto, apresentam-se também suavemente encurvados, passando da direção E-W em duas porções mais oeste a uma direção N70E, desde sua parte média para leste.

Esta estrutura acha-se relativamente bem evidenciada nas fotografias aéreas por ser desenhada por um nível de rochas mais resistentes, compostos predominantemente por filitos, mas com intercalações de quartzitos. Ocorre também uma lente de metacalcário na zona apical da dobra situada mais a sul, em forma de crescente.

O diagrama de polos da foliação S_1 , que se dispõem paralelamente ao acamamento S_0 , mostra uma distribuição segundo uma guirlanda parcial, com eixo β de atitude S88W/07 (FIG 5.7). Possivelmente com um número maior de dados, a guirlanda passa ser inteiramente desenhada. O ângulo interflanco das dobras representativas dessa estrutura é em média 45°, tratando-se assim de uma dobra fechada e de segunda geração.

5.2 BLOCO TECTÔNICO D

No Bloco Tectônico D, ocorrem três estruturas principais, mapeáveis à escala 1:50.000: os Antiformes do Rio do Salto, do Rio Votuverava e o Núcleo Betara. O Antiforme do Rio do Salto é inteiramente constituído por litologias atribuídas à Formação Votuverava (metasiltitos principalmente), o do Rio Votuverava é desenhado por uma lente de metacalcário, pertencente à Formação Votuverava; enquanto o Núcleo Betara, que também tem um aspecto antiformal, é constituído por rochas pertencentes ao Grupo Setuva e ao Complexo Pré-Setuva.

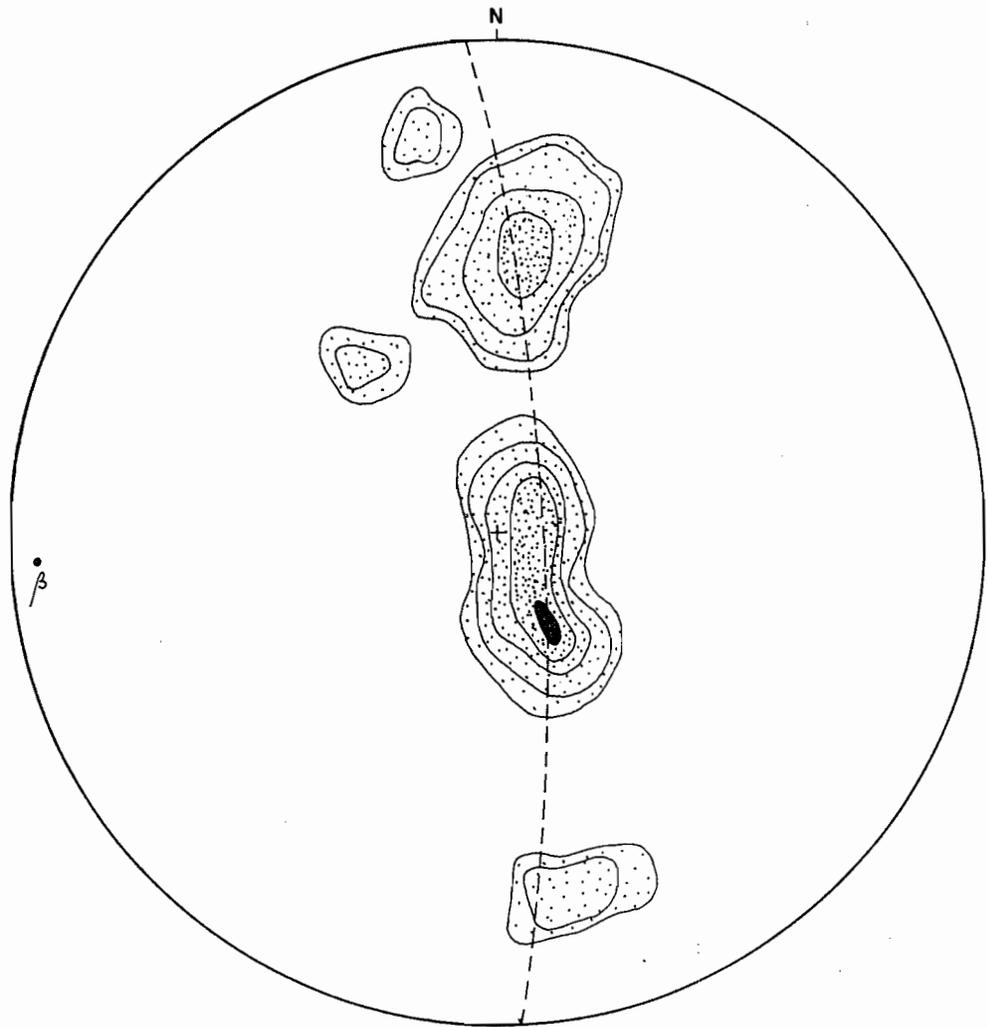


Figura 5.7
ESTRUTURA DE SANTA RITA
Curvas de 5 · 10 · 15 · 20 e 25%
20 polos de S_1 paralelo a S_0
Atitude de $\beta = S88W/07^\circ$

5.2.1 ANTIFORME DO RIO DO SALTO

O Antiforme do Rio do Salto situa-se imediatamente a norte do núcleo Betara, ocupando uma área de cerca 22 Km², estando incluído no Bloco Tectônico IID. Apresenta uma forma em V, com o fechamento voltado para nordeste, sendo constituído inteiramente por metasiltitos da Formação Votuverava. Aproximadamente em sua parte média, acha-se truncado e deslocado por uma falha normal de direção noroeste, que causou um soerguimento do bloco situado a sudoeste da falha e um rebaixamento do bloco situado a nordeste.

Este antiforme tem um traço axial algo irregular, mostrando-se suavemente ondulado. De um modo geral, tem direção aproximada N45E. Os metasiltitos que compõem essa estrutura, mostram uma foliação S₁ disposta paralelamente ao antigo acamamento sedimentar (S₀), a exemplo da Formação Capiru.

O diagrama de polos de S₁ paralelo a S₀ mostra uma distribuição complexa de polos, com vários máximos bem individualizados (FIG 5.8). No entanto, todos os máximos podem ser ajustados a uma distribuição cônica, cujo eixo tem direção N35E/horizontal, indicando tratar-se de uma dobra cônica, cerrada a isoclinal (geratriz de cerca 20°). Os círculos tracejados na FIG 5.8 são círculos menores do diagrama Schmidt-Lambert.

5.2.2 ANTIFORME DO RIO VOTUVERAVA

O Antiforme do Rio Votuverava situa-se a norte de Rio Branco do Sul, dentro do Bloco Tectônico IID. Ocupa uma área de cerca 20 Km², sendo desenhado por uma lente de metacalcário em forma de crescente. Esta lente, no entanto, alarga-se bastante em sua zona apical, estendendo-se para sudoeste em direção ao Granito Rio Abaixo. No núcleo dessa estrutura, aflora um nível de filito, que como o metacalcário, pertencem à Formação Votuverava. As formas típicas de relevo do metacalcário, com abundantes dolinas, em contraste com as formas de relevo dos filitos, permite a delimitação dessa estrutura com relativa facilidade a partir de fotografias aéreas. Sua extensão, ao longo da zona apical, no entanto, não é facilmente verificada nas fotos aéreas, havendo necessidade de se utilizar dos pontos descritos no campo.

Esta estrutura apresenta um traço axial irregular, algo encurvado. No entanto, apresenta uma direção geral nordeste, paralelizando-se à Falha da Lancinha. Suas litologias apresentam uma foliação S₁ disposta paralelamente ao antigo acamamento sedimentar,

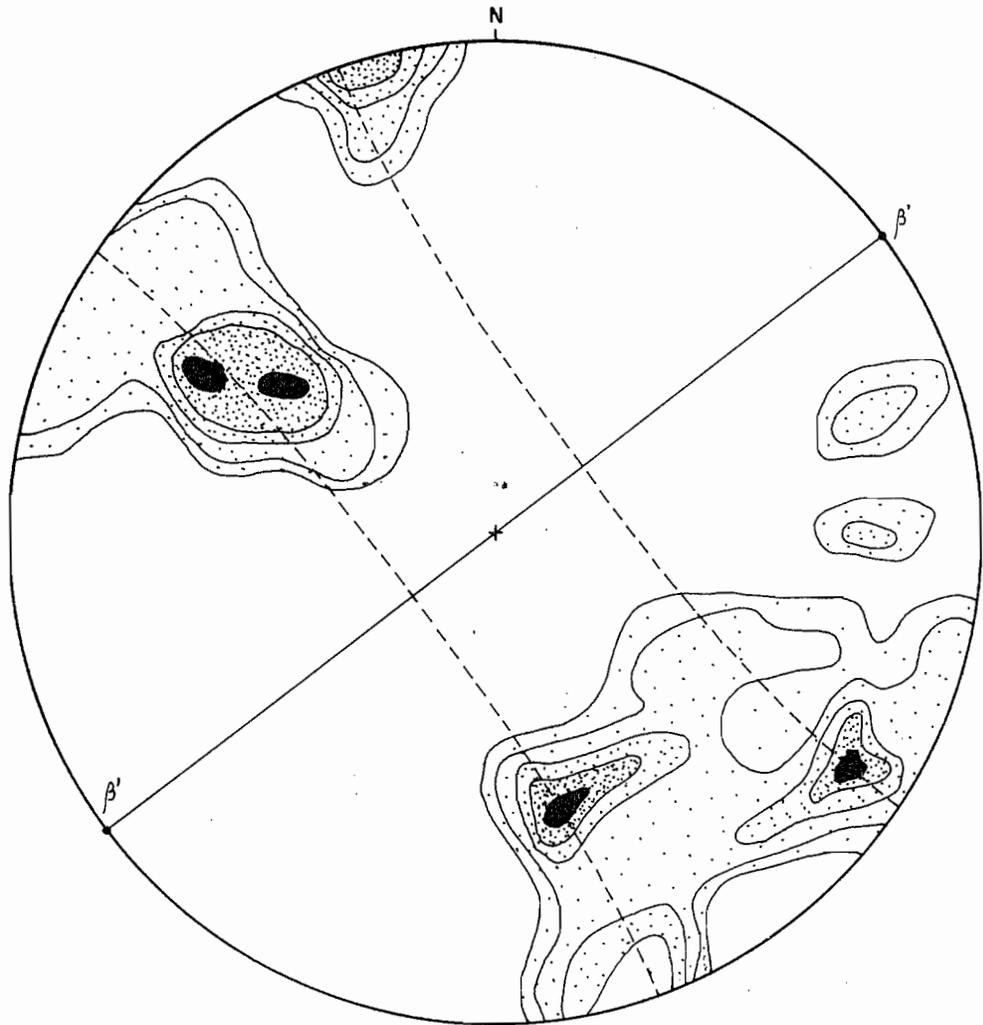


Figura 5.8
ANTIFORME DO RIO DO SALTO
Curvas de 2,5 · 5,0 · 7,5 · 10,0 e 12,5%
40 polos de S_1 paralelo a S_0
Atitudes de $\beta' = N53E/L$ (Dobra cônica)

feição esta mais facilmente verificável nos filitos.

O diagrama de polos de S_1 paralelo a S_0 (FIG 5.9) , mostra uma grande concentração no quadrante sudeste, indicando predominância de atitudes nordeste com mergulhos voltados para noroeste. No entanto, são observadas concentrações menores na parte norte, e que se dispõem segundo um plano de guirlanda. O eixo β dessa estrutura tem atitude S66W/50°, com a dobra sendo essencialmente isoclinal e assimétrica.

5.2.3 NÚCLEO BETARA

Sob essa denominação, entende-se um núcleo aflorante de rochas atribuíveis ao Grupo Setuva, ocorrente a norte da Falha da Lancinha, estendendo-se desde Rio Branco do Sul para sudoeste, até Ouro Fino. Na área estudada, o núcleo tem uma forma grosseiramente triangular, sendo limitado a norte pela falha do Betara e a sul, pela Falha da Lancinha. Litologicamente é composto por xistos, quartzitos, formações ferríferas e gnáisses.

A área tem sido bem estudada pela Mineropar devido ao seu potencial econômico bastante importante, especialmente pelo fato da citada Empresa ter descoberto um nível de sulfeto maciço (PIERKARZ, 1984). Segundo o citado autor, a sequência litológica do núcleo Betara começa na base, com uma unidade quartzítica, diretamente assentada sobre o complexo gnáissico-migmatítico (Pré-Setuva). Sobre essa unidade, ocorre uma unidade carbonatada, constituída por calco-xistos, mármore, xistos carbonosos, formações ferríferas, metavulcânicas félsicas e metatufos, que por sua vez é capeada por uma unidade de xistos de natureza clástica fina, sob a forma de quartzo-mica-xistos granatíferos. Na porção norte do núcleo, ocorre um corpo de metabasito.

A sequência litológica do Núcleo Betara, segundo PIERKARZ (1984), corresponde à Formação Perau, pertencente ao Grupo Setuva; os gnáisses presentes nesse núcleo, são atribuídos ao complexo Pré-Setuva. A Formação Perau, segundo FRITZSON JR et al (1982) aflora a norte da Falha da Lancinha em núcleos isolados, denominados de Alto Açungui, Ouro Fino, Betara e Tigre. Este último possui continuidade física com a região de Anta Gorda (Minas do Perau, Pretinhos e ocorrências de Canoas, Tirivas e Águas Claras), continuando até as proximidades do Rio Ribeira, onde foi denominado de Formação São Sebastião, por VEIGA e SALOMÃO (1980). A sul da Falha da Lancinha, a Formação Perau ocorre bordejando o Antiforme

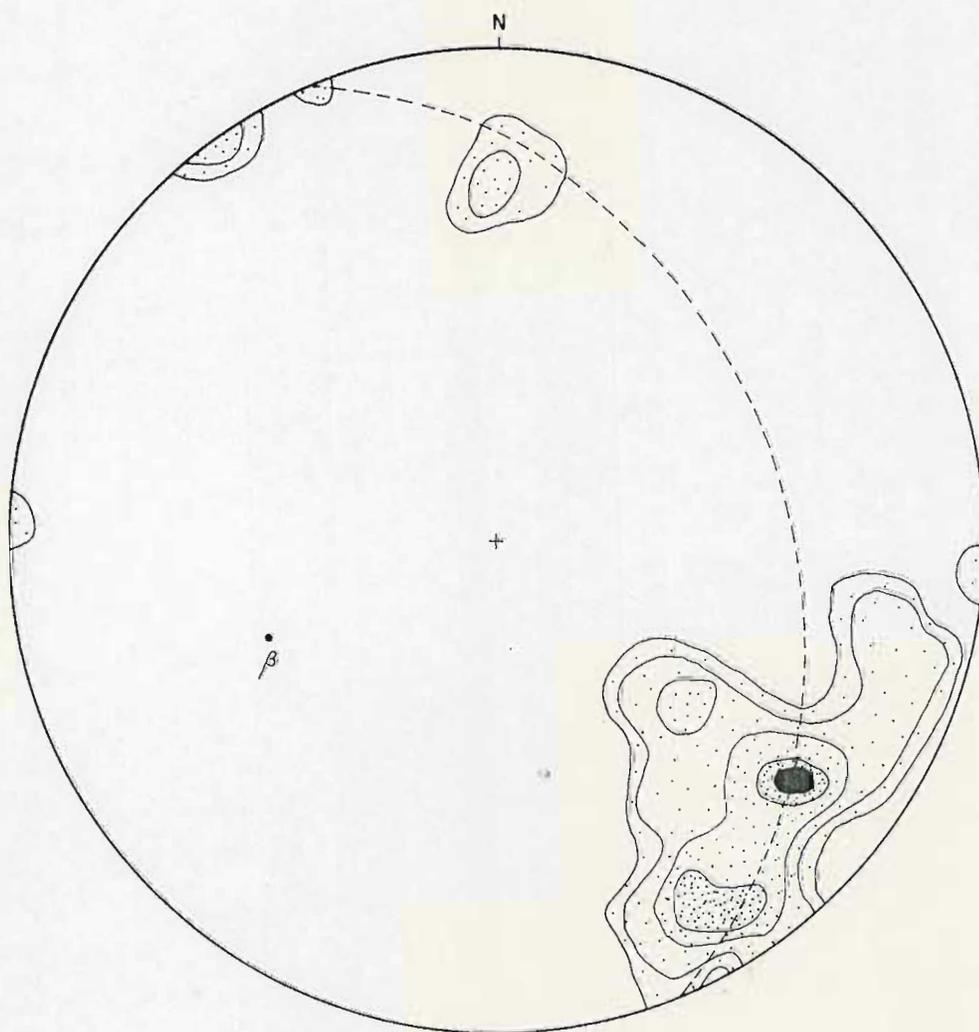


Figura 5.9
ANTIFORME DO RIO VOTUVERAVA
Curvas de 2,5 · 5,0 · 7,5 · 10,0 e 12,5%
57 polos de S_1 paralelo a S_0
Atitude de $\beta = S66W/50^\circ$

do Setuva (PIERKARZ, 1984).

Pelo menos duas fases de deformação acham-se presentes' nesse núcleo. A primeira fase, gerou dobras isoclinais, com transposição associada, quando uma xistosidade (S_1), disposta paralelamente ao antigo acamamento sedimentar (S_0). Em raros afloramentos, podem ser observados restos preservados de charneiras dessa fase.

A segunda fase é menos intensa, tendo gerado uma crenulação em (S_1), chegando em alguns locais a transpor S_1 e S_0 . O diagrama de contorno de polos de S_1 mostra uma distribuição complexa de pontos, permitindo duas interpretações diferentes. Uma possibilidade é os polos se ajustarem em torno de um eixo β_1 , de atitude N32E/50, enquanto outra possibilidade é o ajuste dos dados em torno de β_2 , de atitude S64W/25° (FIG 5.10). O eixo β_2 , está mais próximo do valor de β , encontrado por PIERKARZ (1984) nesse núcleo, que obteve um valor de S79W/27°.

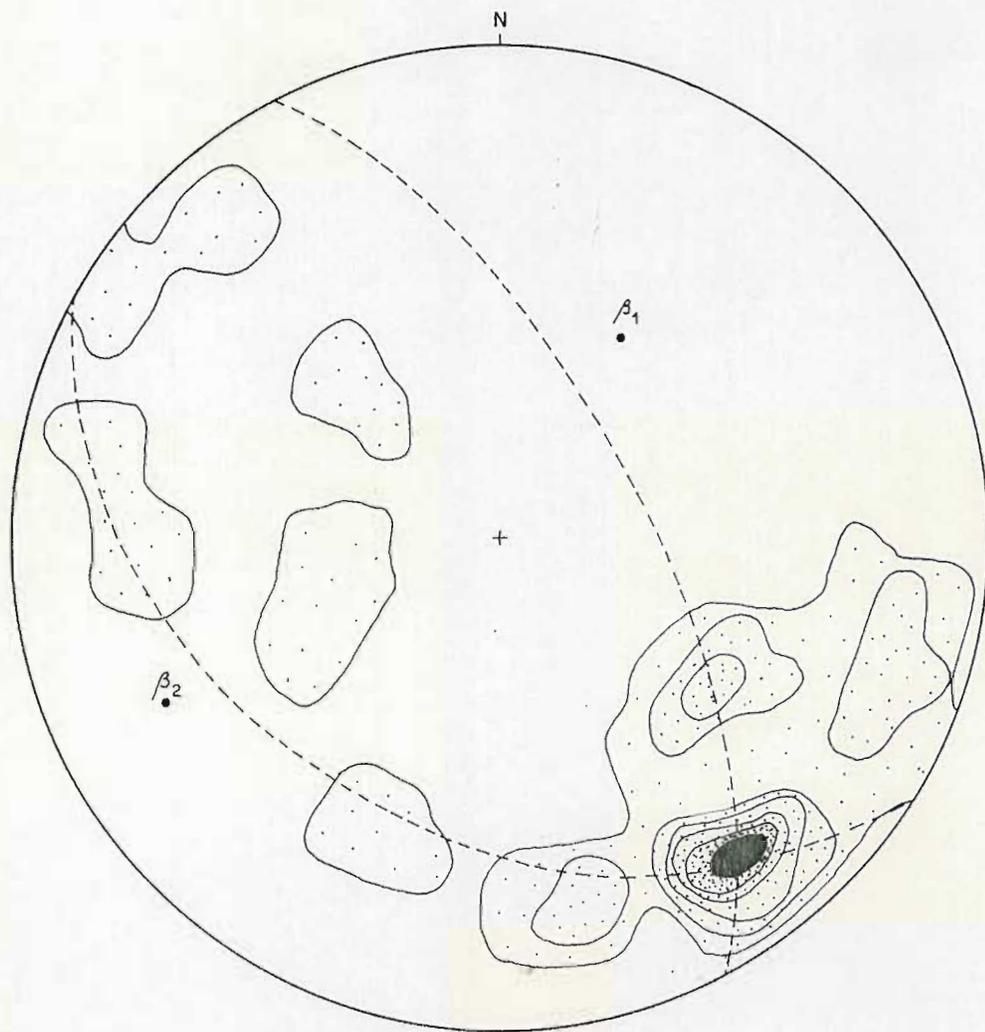


Figura 5.10
NÚCLEO BETARA
Curvas de 3 · 6 · 9 · 12 · 15 e 18%
31 polos de S_1
 $\beta_1 = N32E/50^\circ$
 $\beta_2 = N64W/25^\circ$

6. ASPECTOS LITOLÓGICOS

(Autores: ELVO FASSBINDER e
ALBERTO PIO FIORI)

Neste capítulo serão descritos os principais tipos litológicos da área, tendo-se por base as descrições efetuadas pelas equipes de mapeamento da UFPR. Nessa oportunidade, as descrições serão subdivididas por blocos tectônicos, definidos pelos grandes falhamentos presentes na área, conforme visto anteriormente.

6.1 BLOCO I

6.1.1 GENERALIDADES

O Bloco I situa-se a N-NW de Bociúva do Sul, compreendendo basicamente o Anticlinal do Setuva. É limitado a N-NW pela Falha do Queimadinho, a W, SW e S pela Falha do Antiforme do Setuva.

Litologicamente é composto por gnáisses e migmatitos no núcleo da estrutura do Anticlinal do Setuva, enquanto que a zona mais externa é caracterizada principalmente por xistos, ambos constituindo o Complexo Pré-Setuva.

6.1.2 MIGMATITOS E GNÁISSES

6.1.2.1 MIGMATITOS BANDADOS (Migmatitos de Injeção).

São rochas do tipo estromatítico, segundo a classifica-

ção de MEHNERT (1968), os quais apresentam um neossoma com granulometria fina a média, leucocrático, textura granoblástica, composto por quartzo e feldspato potássico (microclínio). Ocorre sob a forma de veios que se dispõem normalmente paralelos a xistosidade da rocha além de lentes ou bolsões e formas similares. O paleossoma é melanocrático, com textura lepidoblástica, composto principalmente por biotita e anfibólio. Microscopicamente, a textura revela-se granoblástica, com predomínio de quartzo com formas amebóides, contornos difusos e extinção ondulante; o plagioclásio é do tipo andesina-labradorita; a hornblenda normalmente acha-se bem alterada, passando a clorita; o feldspato predominante é o potássico (ortoclásio), ocorrendo também biotita, epidoto e minerais acessórios como zircão e magnetita.

Os migmatitos podem se apresentar milonitizados, nos quais finos veios de quartzo contorcidos, com aparência de dobras ptimáticas, se constituem numa importante feição estrutural macroscópica. Microscopicamente, a textura cataclástica se faz presente.

6.1.2.2 METATEXITO (= Migmatito in situ)

Trata-se de rocha heterogênea, com indícios de fusão, composta de quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio, circundado por biotita e sericita, além de epidoto. A textura é granoblástica cataclástica. Uma feição comum nessas rochas é a presença de leitões de pura biotita bem desenvolvidos, os quais são denominados por MEHNERT (op cit) de restitos. As principais estruturas observadas são "schlieren" e dobradas. Associados a estas rochas ocorrem biotita-quartzo-xistos e gnáisses.

6.1.2.3 GRANITOS ANATÉTICOS (meta-diatexitos na definição de MEHNERT (op cit)).

Afloram como núcleos de formas irregulares e dimensões centimétricas até matacões métricos.

Apresentam granulometria fina até grosseira, mesocráticos, compostos, em escala macroscópica, essencialmente por quartzo, feldspato potássico e secundariamente por biotita, ostentando incipiente orientação.

Microscopicamente é constituído por quartzo, biotita, feldspato potássico, labradorita, muscovita, epidoto, esfeno e opacos (lâmina E/I/II/83). Em outros afloramentos acrescenta-se cristais de plagioclásio à mineralogia principal da rocha, além de

zircão, ilmenita em menor proporção. Destacam-se, ainda, pórfitos de feldspato potássico na rocha.

É possível, ainda, a observação da gradação desta rocha para migmatitos do tipo nebulítico.

6.1.2.4 GNÁISSES

Estas rochas assumem características texturais que diferem sensivelmente, tomando-se como referência uma pequena superfície aflorante.

Em termos gerais, predominam gnáisses de granulação fina a média, chegando até grosseira, normalmente mesocráticos, mostrando-se cinza a róseo, branco a rosado com partes escuras, avermelhado, cinza com manchas brancas, esbranquiçado, marrom amarelado, entre outras tonalidades, variando de estrutura para estrutura e na proporção em que participam o neossoma e o paleossoma na rocha.

Microscopicamente, a textura granolepidoblástica é predominante, constituída por quartzo, biotita, plagioclásio, epidoto, feldspato potássico, clorita, muscovita, sericita, magnetita, hematita, opacos, zircão. Em outros afloramentos a porcentagem de biotita é elevada em relação aos demais constituintes mineralógicos, adquirindo a rocha um aspecto de xisto.

São comuns os gnáisses oceolares ou "augen" gnáisses, caracterizados por fenoblastos constituídos por feldspato potássico (ortoclásio e microclínio), ou agregados quartzo-feldspáticos compondo o neossoma, dispersos no paleossoma sob a forma de "olhos", geralmente cercados por máficos de granulometria média a fina, concordante com os planos de xistosidade. São rochas mesocráticas, com textura porfiroblástica com relação aos fenoclastos e matriz granolepidoblástica.

Por outro lado, são observados faixas com granulometria grosseira, centimétricas, leucocráticas, com cor rosada, quartzo-feldspáticas, intercaladas em gnáisses de coloração escura, quase preta. Macroscopicamente estas rochas mostram-se afaníticas, mas ao microscópio evidenciam textura granolepidoblástica, com cristais arredondados, possivelmente, de cordierita, mirmequita, plagioclásio sericitizado, além de andesina-labradorita, hornblenda, biotita, e ainda, em alguns casos, aparecendo clorita, pirita e opacos. Em outras vezes o predomínio de biotita é frequente. As faixas leucocráticas descritas neste parágrafo, quando alterados, se consti-

tuem em leitos esbranquiçados pulverulentos, caulinizados, de até um metro de espessura.

Ocorrem, ainda, gnáisses com predomínio de hornblenda e biotita, adquirindo uma coloração esverdeada, cortados por finas lâminas esbranquiçadas, constituídas por agragados quartzo-feldspáticos.

São observados com frequência em rochas gnáissicas, pacotes pouco espessos de quartzitos, em torno de dois metros. Apresentam, normalmente, coloração esbranquiçada, granulação fina a média, podendo estar silicificados. Podem ocorrer, ainda, feldspato potássico, biotita, muscovita e impregnações ferruginosas. Outras vezes, a muscovita se faz presente. Os grãos de quartzo possuem uma granulometria fina, com textura granolepidoblástica.

6.1.2.5 BLASTOMILONITOS

Apresentam colorações variando de leucocráticos a mesocráticos, granulometria média a grosseira, as vezes com estruturas "augen-gnáisses", com "olhos" que chegam até três centímetros de diâmetro, em alguns lugares boudinados. A estrutura é blastomilonítica. Os "augen" são constituídos por aglomerados quartzo-feldspáticos. Microscopicamente, a rocha apresenta textura granolepidoblástica, sendo que os cristais de quartzo apresentam-se bastante fragmentados, seguidos por feldspatos potássicos, hornblenda, plagioclásio labradorita, biotita, magnetita, hematita, epidoto e opacos.

Acredita-se que a rocha originária seja antigo gnáisse ("augen" ou bandado), pois são preservadas estruturas características, as quais foram submetidos a esforços, ficando em alguns lugares com aspecto "boudinado".

6.1.3 ANFIBOLITOS

Intercalados nos gnáisses e migmatitos, e concordantes com a foliação destes, os anfibolitos apresentam granulação que varia de fina a média, e coloração verde-escura a preta.

Macroscopicamente, constituem-se anfibólito, quartzo, pirlita e epidoto. Ao microscópio, verifica-se hornblenda em grande quantidade, reconhecendo-se ainda titanita, biotita, olivina, e opacos, com textura nematoblástica. Ressalta-se que certas amostras são constituídas unicamente de hornblenda.

6.1.4 PIROXENITOS

São rochas de coloração esverdeada a preta, de granulação fina, sem bandamento, com pequenos cristais de mica e feldspato, além de pouco quartzo.

Microscopicamente, os piroxenitos constituem-se de clinopiroxênios (pigionita?), antigorita e opacos. Em alguns pontos parece haver uma incipiente uralitização do piroxênio à hornblenda. Com o aumento da alteração, estas rochas passam a hornblenda-xistos e talco-xistos. Nestes termos, associam-se a estas rochas anfíbolitos, talco-xistos e xistos de granulação grosseira, bastante alterados, de coloração acastanhada e esverdeada, os quais, segundo FUCHS et al (1969), constituem produto de retrometamorfismo sobre rochas do tipo peridotito e piroxenito. Segundo o mesmo autor, esta é uma evidência da origem ígnea destas rochas.

6.1.5 XISTOS

(Dominantemente Quartzo-mica-xistos ou mica-quartzo xistos, onde as micas compreendem biotita, muscovita e clorita).

São rochas acamadadas, com xistosidade bem desenvolvida, granulometria fina a média, podendo chegar até grosseira, dependendo do teor de quartzo e micas bem desenvolvidas na rocha, além da quantidade de feldspatos. Apresentam alternância de leitos claros quartzosos com escuros, constituídos de biotita e muscovita; mesocrática, com coloração cinza escura a preta ou esverdeada, adquirindo as mais diferentes tonalidades, intimamente associadas a composição mineralógica da rocha (tipo de micas e quantidades de quartzo presentes), ambientes em que tiveram lugar os processos de litificação e diagênese, bem como o grau de intemperismo que atuou sobre as mesmas. Adquiriram, assim, tons cinza amarelados, amarelado, alaranjado, avermelhado. Os minerais predominantes são as micas, do tipo biotita (normalmente presentes em maior porcentagem), muscovita e clorita, além de quartzo, turmalina e granada na forma de porfiroblastos. A textura é granolepidoblástica e porfiroblástica quando apresenta cristais de granada. Esta litologia grada para termos onde a participação do quartzo é predominante (xistos quartzosos), onde são frequentes lentes de quartzitos, formando "boudans", muitas vezes de coloração avermelhada, conferida pela presença de óxido de ferro.

Na lâmina delgada 43-I-29/83, a mineralogia é composta por quartzo, biotita, muscovita, clorita, turmalina e opacos, diferindo basicamente da anterior, pela ausência de granada. Podem ocorrer, ainda, a presença de feldspatos, óxido de ferro, magnetita, hematita, grafita, albita não geminada e epidoto.

Variações na participação porcentual destes minerais nos componentes da rocha podem ser observadas nas seguintes parageneses: lâmina 12-IV-19/80, tratando-se de um clorita-albita-muscovita-biotita-quartzo-xisto; lâmina 18-IV-19/80, epidoto-muscovita-albita-biotita-quartzo-xisto; além de clorita xistos e muscovita xistos.

Nesta diversidade composicional que os xistos assumem, por vezes ocorrem termos de sericita-quartzo-xisto que gradam para filitos, com intercalações de quartzitos. Os sericita-quartzo-xistos e filitos são rochas de granulometria fina, textura lepidoblástica a granolepidoblástica, coloração cinza a amarela quando alterados, constituídos por quartzo, sericita e impregnações de cristais euédricos de magnetita. Enquanto que os quartzitos intercalados são, por vezes, friáveis e ferruginosos, de coloração esbranquiçada a avermelhada, com granulometria média a grosseira, igualmente impregnados por cristais de magnetita.

6.1.6 CALCO XISTOS

Apresentam uma coloração esbranquiçada, de granulação fina a média, constituídos por quartzo, carbonatos e biotita. Devido à dissolução do carbonato, a rocha assume um aspecto poroso, onde se sobressaem lâminas de biotita, apresentando coloração amarelo-dourada.

Microscopicamente, apresentam textura granolepidoblástica, onde lâminas contínuas de biotita alternam-se com carbonato e quartzo.

Os xistos encontram-se geralmente bastante tectonizados (fraturados, falhados, dobrados e deformados). Ocorrem veios de quartzo com dimensões variadas, frequentemente na forma de "boudans".

6.1.7 METACHERT

Estas rochas são muito similares aos quartzitos no que tange à cor, natureza mineralógica e modo de ocorrência, mas diferenciando-se destes pela granulometria e possivelmente pela associação litológica. Apresentam granulometria muito fina, quando alterados são friáveis, além de laminados. Normalmente apresentam cores esbranquiçada, negra, branco-gelo à marrom e acizentado. É comum a presença de mineral micáceo, ocorrendo, às vezes, à base de muscovita, além de sulfetos, carbonatos, turmalina e opacos subordinados. Ocorrem, ainda, intercalados bandas ferruginosas, possivelmente compostas de grãos de magnetita. A textura desta rocha é sacaroidal.

6.1.8 QUARTZITOS

Apresentam colorações que vão desde branco a creme, branco amarelado, tons esverdeados, até levemente róseos; granulometria normalmente fina a média, podendo variar até grosseira. Microscopicamente, apresentam textura granolepidoblástica, com grãos de quartzo que podem apresentar-se levemente alongados, com minerais de muscovita e biotita dispostos paralelamente, conferindo uma xistosidade incipiente à rocha (quartzitos laminados).

Além de termos bastante micáceos, fazem-se presentes outros puros e maciços, às vezes friáveis.

Minerais como plagioclásio e epidoto podem fazer parte da assembléia mineralógica da rocha, conforme evidenciado na lâmina delgada nº 13-I-29/83.

Os quartzitos ocorrem, normalmente, intercalados em xistos de granulometria fina.

6.2 BLOCO II

6.2.1 GENERALIDADES

Situa-se no flanco NW do Antiforme do Setuva, estando limitado pelas Falhas do Antiforme do Setuva e do Queimadinho.

Compreendem basicamente xistos e quartzitos, pertencentes ao Grupo Setuva.

As características litológicas macro e microscópicas

são idênticas aquelas descritas no Bloco I.

A gradação de rochas xistosas para filitos e metarritmitos ocorrem também neste bloco, característico apenas no flanco N - NW do Antiforme do Setuva, conforme descrição de duas equipes em trabalhos para o relatório de graduação do curso de geologia da UFPR, respectivamente II-1º/80 e III-1º/80. No 1º trabalho, os autores encontraram dificuldades em definir corretamente o tipo litológico ocorrente, mais precisamente nos pontos 126, 129, 1.093, 1.115 e 1.116. Trabalhos mais detalhados fazem-se necessários para sua melhor definição.

6.3 BLOCO III

6.3.1 GENERALIDADES

O Bloco III bordeja o Anticlinal do Setuva, sendo limitado com este pela falha de baixo ângulo do Antiforme do Setuva; a NW, pela Falha da Lancinha; na porção SW, S, e SE pela Falha do Morro Agudo e finalmente, na porção NE, pela Falha das Aranhas.

As litologias predominantes são os mármore, vindo os filitos e quartzitos secundariamente, ambos pertencentes a Formação Capiirú.

6.3.2 MÁRMORES DOLOMÍTICOS

Em geral são rochas homogêneas e compactas, apresentando colorações brancas, que podem gradar para amarelo escuro, branco a acinzentado, cinza claro, marrom, cinza escuro, sendo raramente róseos ou azulados. A granulometria apresenta-se fina a média, as vezes grosseira (mármore silicosos), constituídos principalmente por dolomita holocristalina equigranular. A estratificação plano paralela é a mais comum, com lâminas decimétricas a milimétricas de espessura. Ocorrem, também, a estratificação cruzada de pequeno porte, do tipo acanalada, a qual possui até 5cm de amplitude máxima. Intercalações milimétricas de sericita, clorita e epidoto são comuns. Ocorrem mármore calcíticos e estromatolíticos, bem como a alternância de leitões claros e escuros centimétricos.

Microscopicamente, evidencia-se a textura granoblástica e decussada, constituído essencialmente por dolomita e seguida por quartzo (lâmina IT-15).

A Formação Capiirú apresenta níveis de mármore dolomítico

cos extremamente silicosos, que chegam a conter, inclusive, níveis de metachert.

Feição comum é o preenchimento de fraturas por calcita, em geral, de cor branca, centimétricas e muito bem cristalizadas, formadas possivelmente, nos estágios tardios da deposição hidrotermal ou por dissolução de calcários. Fazem-se presentes, ainda, rodrosita dobrada e bandas escuras, castanho ou negras de óxido de manganês; além de sillimanita num bloco de muscovita-quartzo-sillimanita felsito, de cor cinza escura.

Em afloramentos ao longo da Ferrovia Tranqueiras-Itaperussú, nas proximidades desta última localidade, além de outros, são comuns os horizontes oolíticos, que apresentam, em média, 20 a 60cm de espessura; além de brechas intraformacionais com seixos angulosos, normalmente com aspecto tabular, medindo na sua alongação máxima, 10cm. Em outros afloramentos, são comuns, a ocorrência de pisólitos, além de oólitos citados acima. As equipes de formandos do curso de geologia da UFPR que atuaram na área compreendida por este relatório relataram, ainda, a ocorrência de brechas intraformacionais. Caracterizam-se por seixos e blocos de dolomito, sem orientação definida, em matriz também dolomítica, em geral, não ultrapassando a 20cm. A mineralogia é constituída por quartzo (10% aproximadamente), e por dolomita. Estas brechas mostram em alguns pontos placas de micas, e mais restritamente, aragonita e calcita criptocristalina, e ainda, com veios de calcita recristalizada em fraturas, os quais, geralmente, não ultrapassam 0,5cm.

No ponto 720T foi observada uma caverna com estalactites, sendo a litologia composta por seixos de quartzo, quartzitos e filitos, constituindo um conglomerado polimítico mal selecionado, com seixos angulosos, em meio a uma matriz carbonática.

Ocorre, ainda, a reprecipitação de dolomita na forma de minerais placóides ou aciculares, ao longo de fissuras, com até 10cm de largura. Estes cristais tem a sua maior alongação perpendicular às superfícies das brechas intraformacionais ou grandes blocos dolomíticos.

Segundo MARINI e BIGARELLA(1967), os dolomitos da Formação Capirú apresentam uma extraordinária constância na composição química. Estes autores coletaram uma série de amostras ao longo da Ferrovia Tranqueira-Itaperussú-Rio Branco do Sul. As análises químicas destas amostras, mostraram uma grande uniformidade na sua composição, com relação magnésiano (razão MgO/CaO) oscilando entre 0,589 e 0,603; e o teor de insolúveis, via de regra, inferior a 3%.

6.3.3 FILITOS, METARRITMITOS E METASSILTITOS

Estas litologias quase sempre mostram íntima associação entre si. Associam-se, ainda, quartzitos de granulometria fina, além de níveis grafitosos.

6.3.3.1 FILITOS

Apresentam coloração cinza escura, cinza esverdeada, preta, quando sem alteração pronunciada; enquanto que tons esbranquiçados a avermelhados, ou rosado a amarelado denunciam um maior grau de intemperismo associado. A granulometria varia de fina a grosseira, devido à presença de areia de várias granulometrias nos sedimentos originais.

Normalmente a sericita se constitui no mineral mais abundante, como pode ser visto nas lâminas:

a) 93-V-29/82: verifica-se a alternância de leitos mais pelíticos, compostos por sericita/muscovita (80%), biotita (15%) e quartzo (5%); e em leitos mais psamíticos, ocorrem sericita/muscovita (60%), quartzo (30%) e biotita (10%). Em ambos leitos ocorrem pequenas quantidades de opacos (hematita e provavelmente magnetita), constituindo-se a rocha num biotita/quartzo-sericita/muscovita filito.

b) 46-V-29/82: apresenta quartzo (40%), sericita (40%), biotita (15%) e minerais opacos (magnetita provavelmente, na ordem de 5%), com textura granolepidoblástica. A rocha constitui-se num biotita-quartzo-sericita filito.

c) 70-II-29/82: composta por cloritóide (40%), muscovita/sericita (25%), quartzo (20%), cianita (10%), turmalina/granada (5%), constituindo-se num turmalina/granada-cianita-quartzo-muscovita/sericita-cloritóide filito.

d) IT-48: já esta lâmina delgada mostra uma mineralogia mais simples, composta por quartzo, muscovita e clorita, além de zircão e opacos como minerais acessórios.

A ocorrência, ainda, de clorita, pirita, óxido de ferro e manganês, carbonatos, e pontuações de magnetita também são comuns.

A textura, com o aumento da quantidade de quartzo, passa de lepidoblástica para granolepidoblástica, sendo que nos leitos arenosos, podem apresentar, localmente, a textura decussada.

Intercalado nos filitos, mais precisamente no ponto

237C, ocorre um biotita felsito, originado, provavelmente, por metamorfismo de contato.

6.3.3.2 METARRITMITOS

São rochas, em geral, compactas, originadas por sedimentos cíclicos, que apresentam estratificação plano-paralela, evidenciada pela alternância rítmica de leitos pelítico (micáceos) cinza escuros, e leitos psamíticos (predominantemente quartzosos) cinza claros.

Microscopicamente, o quartzo participa com 25%, biotita com 35%, e em menor proporção, a muscovita e a sericita (lâmina 20-IV-29/82). Encontram-se presentes magnetita em cristais euédricos e martita, sendo este último um pseudomorfo da hematita.

Em descrições microscópicas efetuadas por MARINI (1970), os metarritmitos mostram nos leitos pelíticos uma mistura de pequenas lamelas de sericita, orientadas subparalelamente, com granulos de quartzo esparsos e fino pó de grafita. Nos leitos psamíticos, o quartzo passa a dominar, apresentando-se em granulos, cujos interstícios são ocupados por pequena quantidade de minerais placóides. Cristais euédricos de magnetita também são frequentes.

6.3.3.3 METASSILTITOS

São compactos, apresentando coloração cinza clara até escuro, e quando alterados, marrom avermelhados. São compostos por quartzo, sericita, e raramente magnetita. Aparecem, ainda, bandas de manganês milimétricas a centimétricas.

Microscopicamente, o quartzo parece dominar em grânulos no limite silte-areia fina. A clorita e a sericita preenchem os vazios entre os grãos quartzosos.

6.3.4 QUARTZITOS

Apresentam-se compactos ou laminados, com granulometria fina a grosseira, mal selecionados, normalmente friáveis, localmente silicificados.

Podem ocorrer quartzitos conglomeráticos, com granulometria muito variada, indo desde areia grossa e grânulos, até seixos e blocos. Estes últimos são angulosos e com baixa esfericidade. São encontrados localmente, atingindo até 15cm de alongação máxima,

constituídos por quartzo e filito, enquanto que matriz é composta por areia fina e silte.

Observou-se, ainda, quartzitos bem selecionados, com grãos de quartzo bem arredondados, apresentando alta esfericidade. A matriz constitui-se de quartzo e carbonatos.

A presença de carbonatos na matriz dos quartzitos é comum, configurada por orifícios de cor marrom, decorrentes de sua dissolução.

As cores desta rocha são igualmente muito variadas, como branca, oscilando até o marrom; branca, com tons amarelados; cinza, com tonalidades escuras ou esverdeadas; podendo ocorrer, ainda, nas cores amarelas, esbranquiçadas, vermelhas e róseas.

Mineralogicamente, os quartzitos podem apresentar-se micáceos ou puros.

Na lâmina delgada (IT-53) ocorre a associação de quartzo, muscovita, clorita e opacos. A participação da muscovita pode variar, chegando a compor 20% dos constituintes mineralógicos da rocha, conforme evidenciado na lâmina delgada nº 103-V-29/82.

O carbonato atinge em alguns pontos, até 30%, na forma de pontuações marrons típicas.

Observou-se na área em estudos, a existência de oólitos ferríferos, fibrorradiados, de aproximadamente 1mm de diâmetro; assim como pirita, em cristais alterados, com 3cm de diâmetro; além de afloramentos com abundantes concreções ferruginosas.

Nos quartzitos puros a textura é granoblástica, enquanto que nos micáceos ocorre uma gradação da textura, desde granolepidoblástica até lepidoblástica.

Em alguns afloramentos próximos a grande falhamentos, os quartzitos apresentam cristais aciculares e prismáticos de cianita, os quais aparecem disseminados, constituindo, no máximo, 10% da mineralogia da rocha. Os referidos afloramentos localizam-se próximo de Capirú dos Dias, entre outras localidades.

O grau de metamorfismo que afetou estes quartzitos é baixo, apresentando-se medianamente recristalizados e com a maioria das estruturas sedimentares primárias preservadas. Observa-se, além da estratificação plano-paralela, estratificação gradacional e cruzada, além de marcas de corrente.

Ocorrem frequentemente como intercalações em metapelitos, com dimensões centimétricas a métricas. Ocupam geralmente,

altos topográficos, o que não se constitui numa regra geral, gradando para meta-pelitos em direção aos vales. Localmente são escuros e ferruginosos. Quando muito alterados, tornam-se friáveis.

Outra variedade de quartzito presente na área, apresenta matriz extremamente fina, contendo grânulos de quartzo hialinos, com dimensões desde 1mm até 5mm, mostrando coloração cinza clara a esverdeada.

6.3.5 ROCHAS CATACLÁSTICAS

Estas rochas são representadas por filonitos, milonitos e protomilonitos (HIGGINS, 1974), bastante alterados, com aspecto sedoso e situadas ao longo das principais falhas deste bloco, principalmente na faixa de falhamentos Lancinha.

Os filonitos, com foliação cataclástica bem definidas, assemelham-se aos filitos em amostra de mão, destacando-se apenas a sericita como mineral macroscópico.

Os milonitos que participam em maior percentagem dos tipos litológicos constituintes da faixa cataclasada, possuem quartzo, feldspato, micas e magnetita, ambos raramente visíveis a olho nú. Algumas vezes tem-se veios de quartzo paralelos a foliação cataclástica.

Nos protomilonitos são encontrados os minerais acima descritos, embora apareçam com maior tamanho.

6.4 BLOCOS IV E V

6.4.1 GENERALIDADES

O Bloco IV é limitado pelas Falhas de Morro Agudo e Almirante Tamandaré, estando a localidade de Colombo localizada em sua porção central, e no seu limite sul, a localidade de Almirante Tamandaré. O Bloco V é contíguo ao Bloco IV, apenas separado pela Falha do Chopin.

Litologicamente, são compostos predominantemente por mármore dolomíticos, filitos, e secundariamente por quartzitos pertencentes a Formação Capirú. As descrições destes termos litológicos são idênticos às do Bloco III.

6.5 BLOCO VI

6.5.1 GENERALIDADES

Acha-se limitado a N-NE com o Bloco IV pela Falha de Almirante Tamandaré, e a S-SE pelo Embasamento Gnáissico-Migmatítico.

Suas litologias predominantes são filitos, ocorrendo secundariamente, mármore dolomíticos e quartzitos.

As litologias deste bloco são idênticas às descritas nos Blocos III, IV e V, que serão utilizadas como referências para a caracterização do presente bloco:

6.6 BLOCO VII

6.6.1 GENERALIDADES

Limita-se a NW com o Bloco I pela Falha do Antiforme do Setuva; a SW com o Bloco II pela Falha das Aranhas; e ainda, a SE, com o Bloco V, através da continuação da Falha de Almirante Tamandaré, constituído basicamente pela Sinforme da Cachoeirinha, tendo a localidade de Bocaiúva do Sul situada na sua porção centro-leste.

A litologia predominante é constituída por quartzitos, secundariamente por filitos e mármore. As turmas de graduandos do curso de Geologia da UFPR que atuaram nesta área, não registraram uma sensível diferença na descrição litológica deste bloco, com relação aos Blocos III, IV e V, os quais serão utilizados como referência.

6.7 BLOCO IID

6.7.1 GENERALIDADES

Está situado na porção NW do presente mapa geológico - estrutural, estando limitado com o Bloco II pela Falha da Lancinha, e com o Bloco ID pela Falha do Betara. É constituído essencialmente por metassedimentos siltico-argilosos e mármore calcíticos.

6.7.2 METASSEDIMENTOS SÍLTICO-ARGILOSOS CARBONATADOS

Esta sequência é constituída por filitos, os quais gradam para quartzitos, metassiltitos e metarritmitos.

6.7.2.1 FILITOS

São compactos, com aspecto homogêneo, mas podem chegar a termos de filito rítmico, sem que possam ser caracterizados como metarritmitos propriamente ditos.

São as vezes mais densos, outras vezes menos, quando desprovidos do seu conteúdo carbonático. A aspereza ao tato é uma propriedade que auxilia no campo na identificação das variações laterais das frações sedimentares. Os filitos típicos são sedosos ao tato, tornam-se mais ásperos quando gradam para frações mais grosseiras. Próximo ao contato com corpos intrusivos de grande porte, os filitos podem estar mais silicificados.

Pode ser observado o acamamento nos filitos rítmicos pela alternância de lâminas claras (mais quartzosas) e escuras (mais grafitosas). Em termos gerais, observa-se planos de xistosidade e planos de fraturamento, preenchidos por veios milimétricos a centimétricos de quartzo, secundariamente por óxido de manganês.

Apresentam colorações que variam do cinza a cinza escuro, alguns com tons mais arroxeados. Tonalidades mais escuras estão associadas a presença de uma maior porcentagem de matéria orgânica. Quando alterados, adquirem cores avermelhadas, com a formação de películas castanhas nas suas superfícies, relacionadas com a alteração do carbonato pré-existente em sua composição.

A granulometria muito fina destas rochas dificulta a identificação macroscópica dos seus constituintes minerais, mas evidência indiretas acusam a presença de minerais de argila, sericita, quartzo e muscovita, esta última, as vezes, visível em filitos micáceos. Como minerais acessórios podem aparecer pirita e magnetita, geralmente em filitos compactos e homogêneos.

Ao microscópio, os minerais essenciais são quartzo e sericita, aparecendo óxido de ferro como acessório(?) (lâmina 29 - IV-29/80). O filito é constituído por lâminas submilimétricas escuras, onde ocorre maior concentração de óxido de ferro(?), aparecendo também muito quartzo e sericita. Observam-se ainda, lâminas milimétricas claras, constituídas por quartzo finamente cristalizado, rodeado por sericita intersticial. A sericita ocorre em lamelas paralelas aos grãos de quartzo.

Filitos grafitosos foram encontrados próximo à Mina Itaretama, justapostos às rochas calcárias e às rochas calco-silicáticas. Trata-se de uma rocha negra, xistosa, granulação fina, com veios de quartzo concordantes com a xistosidade; afloram numa faixa aproximada de 1,5 - 2m de espessura. Faixas bem menos espessas (5 - 10cm), ocorrem intercaladas aos demais metassedimentos clásticos finos.

Normalmente ocorrem intercalados termos litológicos como metassiltitos, metarritmitos e quartzitos.

6.7.2.2 METASSILTITOS

São rochas homogêneas, com aspecto maciço, de granulometria fina, moderadamente selecionados. Apresentam cores diversas, variando entre tonalidades cinza escuras, cinza esverdeadas a claras, e azuladas. Quando alterados, a tonalidade avermelhada é predominante, além de películas amareladas e alvéolos, indicativos da lixiviação de carbonatos, às vezes ainda presentes.

O material resultante do intemperismo não difere dos filitos alterados, originando solos idênticos em espessuras e colorações. Entretanto, não é difícil que a alteração dos metassiltitos se confunda com a alteração das rochas calco-silicatadas e metabasitos.

A estratificação destas rochas é visível; porém, a xistosidade, algumas vezes se torna de difícil visualização, devido a pequena presença de micas.

Estas rochas apresentam quartzo, lamelas de sericita e minerais argilinos como principais constituintes mineralógicos.

O quartzo aparece em veios milimétricos a centimétricos (até 10cm). São ora mais densos, ora menos, dependendo da maior ou menor dissolução de carbonatos. Nos planos de fraqueza de rochas alteradas pode haver preenchimento com óxido de ferro e películas de óxido de manganês, além de níveis grafitosos. A presença de uma maior percentagem de micas empresta à rocha tonalidades esverdeadas.

Na lâmina delgada observou-se minerais de sericita e quartzo, com a sericita sendo muito mais abundante que os grãos de quartzo. Os grãos de quartzo apresentam contornos irregulares, enquanto que as lamelas de sericita dispõem-se paralelamente aos minerais de quartzo (lâmina 4-IV-29/80).

Ocorrem indistintamente intercalados em filitos carbonatados, como em termos não carbonatados. Podem, ainda, gradar para

filitos e metarritmitos.

6.7.2.3 METARRITMITOS

São rochas semelhantes aos filitos rítmicos mas é mais característica a alternância cíclica de lâminas argilosas (castanhas) de espessuras milimétricas, a lâminas siltico-arenosas com 2mm a 1cm de espessura. A coloração em amostras frescas é no geral clara, amareladas a avermelhadas quando alteradas. O contato com filitos e metassiltitos é gradacional. O acamamento ao contrário destas outras é quase sempre visível com facilidade, sendo também mais comum a observação de estruturas sedimentares, tais como, estratificação plano paralela, estruturas de carga, microestratificação cruzada e deformações atectônicas (estratificação convoluta) entre leitos argilosos não perturbados. Entre os planos de acamamento é comum ocorrer concentrações de óxido de ferro. Alguns afloramentos exibem níveis mais ricos em pirita e magnetita que podem originar cavidades quando removidas da rocha, e em outras aparecem níveis mais grafitosos.

Ao microscópio observa-se o aparecimento de um material de alteração que deve ser, provavelmente, carbonato. Os minerais essenciais são quartzo e sericita. O quartzo é anédrico, enquanto que a sericita possui um hábito lamelar (lâmina 5-IV-29/80). Os leitos psamíticos são constituídos por grânulos de quartzo isolados por sericita intersticial, enquanto que os níveis pelíticos são pobres em quartzo e ricos em minerais opacos, apresentando também sericita.

Segundo MARINI (1970), ao microscópio, os leitos psamíticos revelam-se constituídos por grânulos de quartzo, com dimensões variáveis entre 0,05 e 0,20mm, isolados por sericita intersticial; são aproximadamente equigranulares, levemente alongados segundo o acamamento, ocorrendo biotita em lamelas de $\pm 0,05$ mm de diâmetro, associada à muscovita e clorita. Os níveis pelíticos são pobres em quartzo, e ricos em palhetas de biotita; apresentam ainda como acessórios os opacos, zircão, turmalina e rutilo.

Como as rochas metassiltíticas, ocorrem tanto na sequência carbonatada como na não carbonatada.

6.7.2.4 QUARTZITOS

Os quartzitos ocorrem na forma de finas camadas intercalados nos metassedimentos clásticos finos, não sendo a maioria

deles mapeáveis; como excessão, ocorre a camada quartzítica da Serra Vuturuvu. Os quartzitos são, via de regra, de granulometria fina a média; ostentam coloração esbranquiçada, localmente cinza, podendo ou não ser friáveis. Não poucas vezes, ocorrem quartzitos ferruginosos, normalmente finos e sericificados, de tonalidade variando de preta a vermelha, densos.

A camada quartzítica que ocupa a parte central da Serra do Vuturuvu, é de granulação média a grossa, localmente microconglomerática; acha-se superficialmente silicificada, com certa percentagem de feldspatos. Localmente, apresenta palhetas de micas (muscovita, macroscópica). Sua largura varia entre 200-400m.

Normalmente os grânulos da rocha são angulares a subarredondados, achatados e estirados segundo uma xistosidade incipiente.

Intercalando ou ladeando os metaconglomerados, ocorrem quartzitos grosseiros amarelados, mal selecionados.

6.7.3 MÁRMORES CALCÍTICOS E IMPUROS

A distinção feita entre mármores calcíticos e mármores impuros residiu basicamente em evidências de campo, onde levou-se em consideração o grau de pureza da rocha carbonática, suas dimensões, forma de ocorrência, e principalmente evidências foliointerpretativas.

São caracterizadas como as rochas carbonáticas com elevado teor de CaCO_3 , fracamente magnesianas (efervescência a frio); macroscopicamente apresentam-se como rochas microcristalinas, de coloração cinza escura, bem estratificadas, apresentando variações de leitões claros, talvez menos calcíferos.

Os mármores calcíticos que ocupam a porção rebaixada justaposta ao flanco direito da Serra Vuturuvu, possuem em planta, largura variável de 200-900m; seu contato com os metassiltitos da sequência não carbonatada se faz por falha normal, ocupando o bloco baixo. Muitos locais desta faixa, carecem de afloramentos; neste caso utilizou-se critérios pedológicos para a sua identificação.

Localmente (pedreira de Industria Toquinhas Ltda), encontrou-se um mármores de origem clástica (calcoarenito), cujas partículas apresentam dimensões correspondentes à fração areia grossa. Trata-se de uma rocha mal classificada, cinza clara, cons-

tituída principalmente por grânulos de CaCO_3 e quartzo, sendo ocasional os subarredondados.

Em outra pedreira, de propriedade da mesma firma supra citada, localizada na localidade de Vuturuvu dos Bentos, verificou-se uma brecha intraformacional, com espessura variável de 2-5m. Os fragmentos (seixos), bastante angulosos, são constituídos de mármores calcíticos, e mais raramente, de filitos; seu tamanho varia desde centimétricos a decimétricos (1-30cm); suas superfícies irregulares, com reentrâncias, atestam processos de dissolução. O cimento em contato direto com o fragmento é claro e resistente, possivelmente dolomítico, e forma uma camada fina de espessura variável (0,2-1,5cm), que a envolve de maneira a acompanhar a sua forma. O cimento restante, que preenche os espaços entre todos os fragmentos é menos resistente, e de tonalidade amarelada; trata-se provavelmente de calcita recristalizada. Peculiar nesta brecha são as mineralizações de pirita, e mais raramente de fluorita e galena, imiscuidas na matriz (cimento) calcífera, e que delineiam, a grosso modo, a forma de fragmentos.

As reentrâncias dos fragmentos, consequência da dissolução sofrida, aliadas à forma de ocorrência da brecha, qual seja, acompanhando de forma aproximada o acamamento local da rocha, indicam por si só sua natureza sedimentar.

Como mármores impuros, foram mapeados todas as rochas carbonáticas, onde o teor de CaCO_3 não foi comprovado de maneira a poder classificá-las como mármores calcíticos. Por isso, rochas onde se alternam camadas dolomíticas, camadas calcíticas, e camadas de metassedimentos clásticos finos, foram globalmente dominadas de mármores impuros. Como exemplo, cita-se a faixa carbonática situada na porção central da Folha Coloninha, dentro da sequência carbonatada, contígua ao metaconglomerado, sobre o qual se assentam as ombreiras da represa C.C.P.R.B. Esta faixa carbonática, comporta tanto camadas dolomíticas (não efervescência "a frio"), como camadas calcíticas e litologias tais como, clorita-filitos e outros metassedimentos clásticos finos não diferenciáveis.

As rochas classificadas como tal, e que se situam na Folha Parcial Oeste Itaretama (confeccionada pelos formandos do curso de geologia da UFPR), flanqueiam a Serra do Vuturuvu no seu lado esquerdo. Foram, na sua maioria, dada a escassez de afloramentos, delimitadas principalmente por fotogeologia.

Normalmente constituem áreas rebaixadas, com raras exposições nas encostas dos morros.

6.7.4 ROCHAS CALCO-SILICATADAS

As rochas calco-silicatadas são aquelas derivadas de sedimentos compostos de material silicoso, carbonático, e alumínio, ou seja, rochas cujos minerais principais formaram-se durante o metamorfismo, à base de sedimentos calcários impuros contendo além de calcita e dolomita, também quartzo e água (H₂O). Sua composição se situa entre parâmetros mineralógicos flexíveis, visto não apresentarem uma associação mineralógica definida e única.

Geralmente encontram-se sob adiantado estado de alteração, o que dificulta sobremaneira sua determinação, já que quando alteradas, muito se assemelham aos metassedimentos clásticos finos, sendo somente indentificados pela forma elíptica e cor amarelada da alteração do carbonato lixiviado.

Quando menos alteradas, ostentam aspecto maciço, homogêneo, granulometria fina a média, e textura equigranular. Apresentam-se com cor cinza escura esverdeada.

Macroscopicamente, distingue-se quartzo, epidoto, actinolita de hábito fibroso, feldspato caolinizado, e eventualmente muscovita. Microscopicamente, verifica-se que são constituídas por plagioclásio (albita An₄₋₆), quartzo com extinção ondulante, tremolita-actinolita, epidoto, clorita e opacos como acessórios; a textura é granoblástica (lâmina A-12). A hornblenda deu origem à actinolita e a clorita. As vezes não é notada a presença de minerais ferromagnesianos, mas a grande quantidade epidoto poderia advir tanto da decomposição de ferromagnesianos como derivar da alteração de rochas originalmente carbonatadas.

Não se pode verificar o acamamento destas rochas, apenas lineações, possivelmente direção de xistosidade. Encontram-se intensamente fraturadas, com fraturas assistemáticas muitas vezes preenchidas por óxidos de manganês.

A análise microscópica revelou a presença de anfibólios (actinolita), epidoto e clorita com minerais essenciais (lâmina 19-IV-29/80). Como acessórios, ocorrem leucoxênio(?) e quartzo. A textura é granoblástica. Em outra lâmina de rocha calco-silicatada pode-se observar anfibólio (actinolita), epidoto e quartzo, sendo este último acessório. A textura é igualmente granoblástica (lâmina 0-IV-29/80). Enquanto que a lâmina delgada A-12 revelou albita (An₄₋₆), quartzo com extinção ondulante, tremolita-actinolita, epidoto, clorita e opacos como acessórios, com textura granoblástica. Não foi observada a presença de muscovita, mineral geralmente cons

tituïntes de rochas calco-silicatadas.

Devido à composiçãõ, estas rochas tem sido confundidas com metabasitos, visto apresentarem alguns minerais de rochas básicas metamorfisadas. A actinolita, muitas vezes disposta de forma radial, oblitera a sua xistosidade, o que justifica então o uso do termo "fels" como componente final na nomenclatura dessas rochas.

Trabalhos de mapeamento revelaram a presença incontestável de carbonato não muito fácil de ser identificado em amostras coletadas, pois na maioria dos casos foi lixiviado, resultando em rochas extremamente porosas e pouco densas.

Como calco-silicatadas, foram ainda mapeadas rochas carbonáticas de aspecto xistoso, granulação fina, com muscovita, onde o componente carbonático lixiviado foi também identificado pela forma e cor de alteração (amarelada). Como exemplo cita-se os calco-filitos.

DIAS et al (1979) inédito, mapearam na porção norte da Falha Região dos Caudios, alguns corpos de metabasitos. Estes corpos, no entanto, são possivelmente rochas calco-silicatadas, e como tal foram mapeadas na contituidade do extremo sul da Folha Coloninha.

É mister que se atende à gama das possíveis associações mineralógicas, a que estão sujeitas rochas que constituem esta família a carência de afloramentos, bem como o estado de alteração que apresentam, dificultaram tentativas que melhor pudessem elucidar essas associações.

6.7.5 METASSEDIMENTOS SÍLTICO-ARGILOSOS NÃO CARBONATADOS

Estão representadas por metassiltitos dominantes, com intercalações de quartzitos e filitos. As intercalações quartzíticas tem pouca expressão, aparecendo na forma de pequenos blocos isolados e originando solos mais arenosos nas proximidades do Rio Votuverava. Devem corresponder provavelmente às partes terminais dos níveis quartzíticos-conglomeráticos que ocorrem nas imediações. Os metassiltitos e filitos intercalados são semelhantes aos seus termos correspondentes na sequência carbonatada, descrita acima. As diferenças se resumem praticamente na presença ou não de carbonatos. São rochas de coloração acinzantada a amarelada quando mais alteradas, podendo apresentar lâminas milimétricas de quartzo. A granulometria varia conforme passam de frações pelíticas a psamíticas.

6.7.6 METACONGLOMERADOS

Ocorrem na área, dois corpos metaconglomeráticos, sendo um do tipo oligomítico, e o outro do tipo polimítico.

O primeiro, oligomítico (ortoquartzítico), aflora na forma de lente, orientada segundo a direção geral das camadas, entre N30-40E. Apresenta em planta, largura máxima de 130m, que diminui da parte central para as extremidades, segundo a direção do seu maior eixo. Os seixos são de quartzo, quartzito, com tamanho variando de 1 a 8cm, podendo atingir até 15cm; apresentam-se arredondados e estirados segundo a xistosidade principal. A matriz é mal selecionada, sendo em parte constituída por quartzito fino a médio, localmente carbonático. Apresenta-se brechado e silicificado. A barragem da represa da C.C.P.R.B., acha-se assentada sobre este corpo metaconglomerático.

O outro metaconglomerado, polimítico, é paralelo a mesma direção do corpo anterior, ou seja, N30-40E. Sua largura, em planta, varia de 50m até cerca de 150m. É constituído de seixos geralmente arredondados de quartzo, quartzito, filito, e mais raramente de granito. A matriz é argilosa, localmente arenosa; o diâmetro dos seixos é muito variável: de 1 a 20cm, raramente ultrapassando 20cm. Em seu aspecto geral, apresenta-se pouco silicificado, e bastante fraturado, sendo algumas fraturas preenchidas por quartzo.

6.7.7 METABASITOS

Ocorrem vários corpos desta natureza junto a Formação Votuverava. Blocos e matacões menos alterados são raros, aflorando normalmente rochas muito decompostas. A principal cor de alteração é a marrom clara.

Duas lâminas delgadas de metabasitos analisadas, indicam a presença de actinolita (60%), epidoto (20%), plagioclásio (15%), quartzo/opacos/titanita (5%) (lâmina 39-II-29/82; e actinolita (45%), plagioclásio (20%), clorita (15%), titanita (10%), quartzo (5%), epidoto e óxido de ferro (5%) (lâmina 52-II-29/82). Ambas mineralogias são típicas de anfibolitos.

6.8 BLOCO ID

6.8.1 GENERALIDADES

Limitado pelas Falhas do Betara e Lancinham estando si-

tuado, em porção N, a cidade de Rio Branco do Sul. Apresenta uma grande variação litológica, desde termos pertencentes ao Complexo Pré-Setuva, bem como ao Grupo Setuva.

6.8.2 COMPLEXO PRÉ-SETUVA

6.8.2.1 MIGMATITOS E GNÁISSES

Afloram em restritas porções, os quais foram identificados como sendo do tipo estromatítico, além de oftálmicos secundariamente, segundo a classificação de MEHNERT (1968).

O leucossoma destas rochas apresenta como minerais principais, o quartzo e feldspato, enquanto que no melanossoma predomina a biotita e hornblenda, além de quartzo.

Os dados disponíveis sobre estas litologias não permitem, por ora, uma descrição mais apurada. Por outro lado, fica em aberto o grau de similaridade com aqueles ocorrentes no Antiforme do Setuva para posteriores estudos.

6.8.3 GRUPO SETUVA

As rochas aflorantes nesta unidade foram agrupadas por PIERKARZ (1984) em três sequências: unidade quartzítica basal, unidade carbonática e unidade terrígena superior, além de metabasitos localizados nesta última unidade.

6.8.3.1 UNIDADE QUARTZÍTICA BASAL

Segundo PIERKARZ (op cit), trata-se de uma sequência com intercalações de quartzitos puros, quartzitos micáceos e quartzoxistos, com freqüentes impregnações de óxido de ferro, conferindo-lhes colorações amareladas e avermelhadas. Possuem granulometria fina a média, são mal selecionados, apresentando grãos subarredondados e de baixa esfericidade.

PIERKARZ (op cit) cita, ainda, a ocorrência de estratificações cruzadas planares de pequeno a médio ângulo e médio porte.

6.8.3.2 UNIDADE CARBONÁTICA

Foi dividida em duas sub unidades menores, separadas por um nível de xisto carbonoso.

Na unidade inferior, PIERKARZ (op cit) descreve o predomínio de mármore calcíticos silicosos. Apresentam-se claros, finos e recristalizados. Mineralogicamente são constituídos por calcita, quartzo e opacos. Outro termo de mármore calcíticos descritos na área mostram cores variando entre cinza e preta; enquanto que os dolomíticos são, em geral, cinza claros, com veios de calcita branca.

O autor descreve, ainda, a ocorrência de um corpo de sulfeto, podendo tratar-se de uma formação ferrífera no fácies sulfeto. Também descreve formações ferríferas, metavulcânicas félsicas, uma ocorrência de sulfetos e óxidos de cobre remobilizados em mármore, além de diversos níveis de metacherts.

As rochas metavulcânicas félsicas apresentam granulação fina, xistosa, homogênea, com coloração cinza clara. Localmente ocorrem cavidades (vesículas) com material de preenchimento alterado. O autor encontrou dificuldades na correta classificação desta rocha. No entanto, COUTINHO, 1983 (in: PIERKARZ, op cit), analisando duas amostras, determinou quartzo (4%), ortoclásio (46%) e sericita (48%), além de rutilo, zircão, opacos, variscita e limonita, classificando a rocha como metafelsito (metatraquitos).

Os metacherts são constituídos por uma massa silicosa de cor branca a amarela clara, onde se distinguem cristais de quartzo. Quando cataclásados, adquirem um aspecto quartzítico, o que facilmente leva a uma identificação errônea. Além de quartzo, podem eventualmente ocorrer turmalina, feldspato, além de muscovita, sericita, clorita, fucsita em determinados níveis da rocha.

A lâmina delgada 36-II-29/82 apresentou quartzo (85%), biotita (15%) e turmalina (?).

PIERKARZ (op cit) cita a ocorrência de vários níveis de xistos carbonosos nesta sub unidade, dos quais salienta-se aquele que faz o contato superior. Trata-se de um sericita-quartzo-xisto carbonoso, de textura granolepidoblástica, normalmente com finos estratos silicosos que impõem um aspecto rítmico.

Na 2ª sub unidade, sobreposta, predominam calco-xistos e biotita-calco-xistos com incremento de metassedimentos terrígenos em direção ao topo. Normalmente são escuros e bastante alterados.

Os tipos de carbonatos descritos por PIERKARZ (op cit) são calcita, ankerita ou Mn-calcita, ou mesmo magnesita.

Na lâmina delgada 71-II-29/82, verificou-se a presença de quartzo (45%), calcita (35%), sericita/muscovita (10%) e clorita/biotita/turmalina (5%). Em outra lâmina (75-III-29/82), evidenciou-se carbonto (45%), quartzo (30%), muscovita (20%), além de óxidos (5%). A textura revelou-se granolepidoblástica.

6.8.3.3 UNIDADE TERRÍGENA SUPERIOR

É constituída por xistos terrígenos, normalmente com cor escura. Mineralogicamente, são constituídos por muscovita, biotita, clorita, sericita, granada (localmente) e quartzo, com raras intercalações de calco-xistos, quartzitos micáceos e xistos carbonosos.

Microscopicamente, a lâmina delgada 74-II-29/82 é composta por quartzo (55%), biotita (40%), opacos (5%). Já a lâmina 75-II-29/85 mostra a biotita com 60% dos constituintes minerais, quartzo (30%), turmalina (5%), clorita/opacos oxidados (5%).

PIERKARZ (op cit) cita, ainda, um caráter rítmico nesta litologia, causada pelo antigo acamamento reliquiar. Descreve, bandas heterogêneas, com espessuras variando de milimétricas a centimétricas, sempre com uma xistosidade S_1 paralela ao S_0 (acamamento). O autor sugere tratar-se de acamamento gradacional, com termos basais quartzosos, até termos micáceos para o topo.

6.8.3.4 METABASITOS

PIERKARZ (op cit) descreve um corpo metabasítico de granulometria fina e foliado em seus bordos, gradando para grosseiro em direção ao centro, com cristais centimétricos de anfibólio e plagioclásio. A mineralogia é constituída, principalmente, por anfibólios da série actinolita-turmalina, plagioclásios sódicos sericitizados, epidoto, zoisita e clorita.

O autor verificou, ainda, próximo ao contato sua influência térmica, com o aparecimento de pórfitos de minerais discordantes e aleatórios na rocha encaixante, denotando uma típica feição intrusiva.

7. ESTUDO DAS ROCHAS CISALHADAS (Autor: JOSÉ MANOEL DOS REIS NETO)

7.1 INTRODUÇÃO

Estudos de microtectônica têm sido de muita valia para a caracterização das diversas fases de deformação que afetaram as rochas. Nos últimos anos, com o crescente interesse no conhecimento de zonas de cisalhamento, passou-se a utilizar da microtectônica para tentar caracterizar se o metamorfismo responsável por esta ou aquela rocha metamórfica foi ocasionado por um processo de cisalhamento Dúctil ou Friável.

O Dinamometamorfismo ou metamorfismo cataclástico, sempre foi motivo de estudos, por parte de vários autores, sendo que os dois que mais se destacaram são SPRY (69) e HIGGINS (71). Esses autores se esmeraram em conseguir descrever os diferentes produtos (rochas) provenientes do metamorfismo cataclástico, tendo entrado porém, em detalhes sobre os processos responsáveis pela formação da rocha cataclástica.

Através de trabalhos mais modernos SIBSON (1977), RAMSAY (1980), entre outros, observa-se que com estudos de microtectônica, pode-se caracterizar as condições de metamorfismo (física e química), que esteve associada à zona de cisalhamento.

7.1.1 ESTAGIO ATUAL DOS CONCEITOS SOBRE CATACLASAMENTO

Através de estudos petrogenéticos e estruturais de zonas de cisalhamento, tem sido possível caracterizar, não só a intensidade de deformação ocasionada pelo falhamento, como também as condições físicas, pressões e temperaturas, que foram responsáveis pelos reajustes mineralógicos e estruturais, em estado sólido, que modificaram a rocha pretérita.

Diferentes autores começaram a analisar como rochas em diferentes condições de temperatura, responderiam a um mesmo fenômeno de deformação (cisalhamento simples), visto que a temperatura é o principal fator responsável pela cristalização e/ou recristalização de minerais durante uma fase de metamorfismo.

SIBSON (1977) e RAMSAY (1980) admitem duas zonas distintas com diferentes condições, onde rochas sofrendo a mesma deformação dão origem a rochas completamente diferentes do ponto de vista estrutural e até mineralógico.

SIBSON (op.cit.) caracterizou dois regimes para formação de rochas cataclásticas, e um intervalo de transição entre esses regimes. Através da Fig.7.1 observa-se que propôs a Fácies Xisto Verde como sendo o limite entre os dois regimes. Sendo assim, as rochas que sofrem um cataclasamento sob uma temperatura inferior a 250°C - 300°C, devem ser consideradas como pertencentes ao Regime Elástico-friccional (EF). Esse regime se caracteriza pela existência de trituração, quebramento e esmigalhamento das rochas e dos minerais, isto é, pela predominância de uma tectônica friável, onde o cataclasamento predomina sobre a cristalização e/ou recristalização dos minerais. RAMSAY (op.cit.) denomina esse nível crustal de "Brittle Shear Zone", definindo-o como um nível crustal onde predomina o cisalhamento friável.

Rochas que sofrem um cataclasamento sob uma temperatura superior a 250-300°C, devem ser caracterizadas como pertencentes a um Regime Quase-plástico (QP), segundo SIBSON (77). Sob essas condições, admite-se que o fenômeno de cristalização de novos minerais e recristalização, predomina sobre o cataclasamento. Sendo que durante esses processos a Pressão Dirigida (Pd) estaria atuante, o que causaria uma foliação na rocha cataclástica que estaria se formando. RAMSAY (80) denomina esse regime de "Ductil Shear Zone", isto é, de cisalhamento dúctil.

RAMSAY (80) admite mais enfaticamente uma zona de transição entre os dois regímes descritos anteriormente, onde os fenômenos de cristalização/recristalização e os de cataclasmamento se equivaleriam em intensidade. Caracteriza esse regime como "Brittle-Ductil Shear Zone" - Zona de Cizalhamento Friável-Dúctil.

WHITE (80) descreve que o cizalhamento simples pode ser responsável pelo desenvolvimento de duas foliações penetrativas, uma principal (mais marcante), que se desenvolve paralelamente ou subparalelamente à direção do esforço principal (denominada S_m), e uma segunda foliação (denominada S_s), que se desenvolve obliquamente à anterior, cruzando a principal com um baixo ângulo, geralmente menor que 45° , mas que tipicamente possui cerca de 35° com a foliação principal (S_m). A foliação (S_s) desenvolve-se durante a mesma deformação que produz o milonito, mas em um estágio tardio.

Ainda segundo WHITE (op.cit.), o desenvolvimento dessas duas foliações é mais comum em rochas pelíticas milonitizadas, e através delas pode-se deduzir a direção do cizalhamento.

A caracterização de uma rocha cataclástica pode ser muito difícil, porque depende de vários fatores, tais como: intensidade de deformação sofrida e o grau de competência do tipo litológico. Em rochas incompetentes pode ser quase impossível a caracterização do tipo de cizalhamento responsável pelo metamorfismo. Como exemplo, temos os filitos homogêneos que se deformam e se recristalizam muito facilmente.

Portanto, para se conseguir a caracterização do cizalhamento simples com a máxima certeza, devem ser consideradas todas as evidências existentes; petrográficas, mineralógicas e estruturais. Como muitas evidências são de difícil caracterização, muitas rochas só possam ser positivamente caracterizadas depois de se fazer uma somatória de todas as pequenas evidências identificadas.

7.1.2 NOMEMCLATURA DAS ROCHAS CATACLÁSTICAS

Uma revisão na literatura sobre rochas cataclásticas; DENNIS (67), HIGGINS (71), SPRY (67) e SIBSON (80), mostra que os termos aplicados à essas rochas ainda não estão bem definidos. HIGGINS (71) discute com maior detalhe a nomenclatura e classificação das rochas cataclásticas, e apresenta uma classificação em que essas rochas são divididas em dois campos principais; as sem

coesão primária, e as que possuem coesão primária. SPRY (76) classifica as rochas cataclásticas com base na proporção de matriz e na natureza dessa mesma matriz.

SIBSON (77), baseado principalmente na classificação de SPRY (76), e utilizando a classificação de HIGGINS (71), e evitando os termos que possuíam conotação genética, propôs a tabela 7.1. Essa tabela classifica as rochas cataclásticas com base no regime crustal em que ocorre o falhamento. Conseqüentemente a denominação dada a uma rocha cataclástica tem implicação direta nas condições físico-químicas reinantes durante o cataclasamento.

É interessante caracterizar alguns termos que serão usados nesse trabalho, com base nos autores citados anteriormente: rocha falhada é um termo genérico para designar rochas encontradas em zonas que sofreram um deslocamento por cisalhamento; rocha cataclástica nome coletivo para rochas que foram formadas em um fenômeno de metamorfismo dinâmico; e cataclase ("stricto-sense") é uma fragmentação quebradiça da rocha e/ou minerais, com rotação dos fragmentos, acompanhado pelo friccionamento dos grãos que, como conseqüência, sofrem um deslizamento e uma dilatação.

As classificações existentes ainda não resolveram todas as complicações existentes na nomenclatura das rochas cataclásticas, mas acreditamos que a proposta de SIBSON (77) aponta uma direção muito mais interessante, isto é, com um maior poder de resolução para os problemas de interpretação e compreensão das rochas cataclásticas.

Pelo exposto, discutiremos a classificação de SIBSON (77), fazendo uma comparação entre a Fig. 7.1 e o trabalho de RAMSAY (80).

No nível crustal superior, onde predomina o Regime Elástico-friccional, também denominado de Zona de Cisalhamento Friável, devido à cataclase predominar sobre a neoformação de minerais, originar-se-ã rochas com um elevado grau de desarranjo textural e estrutural, sendo que, independente do grau de trituração, que poderá ser maior (ultracataclasito), ou menor (Brecha de falha), não ocorrerã formação de uma foliação, que pode ser denominada de cataclástica.

No nível crustal mais inferior, que possui um Regime Quase-plástico, também denominado de Zona de Cisalhamento Dúctil, a

temperatura por ser mais elevada, permite a recristalização e/ou recristalização de neominerais. Quanto mais intensa for a deformação, maior será a quantidade de neominerais, que vão se cristalizar de forma orientada, originando assim uma foliação cataclástica, denominada de Estrutura de Fluxo por HIGGINS (71). Pela tabela 7.1, quanto maior for a proporção da matriz, desde protomilonito até ultramilonito, mais marcante será a foliação da rocha.

Um grande problema existente na nomenclatura das rochas cataclásticas, é a caracterização macroscópica e muitas vezes microscópica do cataclasamento. Quando é uma rocha com granulometria média a grosseira, independente de sua natureza pretérita, que sofre metamorfismo, diagnosticar o tipo e a intensidade do metamorfismo sofrido é mais fácil. Mais simples é identificar rochas que sofreram um cisalhamento friável, pois o grau de quebraimento mecânico das rochas de qualquer granulometria é mais facilmente observável.

Mas a caracterização de cataclasamento em rochas finas, independentemente de sua origem ígnea (vulcânica), ou sedimentar (pelitos), é muito difícil. Isto porque, devido a uma série de razões termo-dinâmicas, à granulometria fina dos cristais e à quantidade de água, a recristalização e/ou cristalização dos minerais é favorecida, mascarando o tipo de cisalhamento que afetou a rocha. Desta forma, um filito ou xisto que foi originado por um metamorfismo cataclástico, pode ser igual ao gerado por metamorfismo Dinamotermal, sendo que nesse caso a possibilidade de distinção, e conseqüentemente a caracterização do tipo de metamorfismo, que atingiu a rocha ou uma unidade litológica é quase impossível. Essa afirmação é aceita por SPRY (76) e outros autores.

Os processos de deformação de rochas associadas a falhamentos, variam com a profundidade, como resultado da variação da temperatura, pressão dos fluidos e pressão de carga (confinamento), com esses fatores juntos afetando a velocidade das reações metamórficas, bem como a resposta da rocha ao falhamento. Partindo dessa premissa, podemos admitir que uma zona de cisalhamento dúctil tem condições de gerar rochas dos mais variados graus metamórficos, sendo que para alguns autores pode ocorrer, inclusive, fenômenos de anatexia gerando verdadeiros migmatitos.

Portanto, muitas vezes a caracterização do tipo de metamorfismo sofrido por uma rocha não é facilmente diagnosticado,

o que pode levar à interpretações errôneas das reais condições de metamorfismo que afetam toda uma região.

No Brasil, os pesquisadores, além de utilizarem as classificações existentes (HIGGINS 71 e SPRY 76), sempre querem saber a rocha pretérita ao cataclasamento. Com isso a nomenclatura dessas rochas, que já não é fácil, fica ainda mais confusa, visto que na maioria das vezes ocorre uma mistura de termos de significados conflitantes, por exemplo: gnaiss molinítico ou milonito gnaiss. A partir desses exemplos discutiremos algumas implicações de utilização de nomes para rocha, com base na combinação de dois nomes de rocha.

- a) **Gnaiss milonito:** esse termo caracteriza uma rocha que possuía um bandamento gnáissico e sofreu um cataclasamento, isto é, um cisalhamento dúctil, em um nível crustal inferior, que fez com que desenvolvesse uma foliação cataclástica. Sendo assim, a rocha pretérita era um gnaiss, portanto metamórfica, antes de sofrer o fenômeno de cataclasamento.
- b) **Milonito gnaiss:** já esse termo permite ser interpretado como sendo uma rocha que, ao sofrer cataclasamento, adquiriu um bandamento gnáissico, e conseqüentemente, se transformou em gnaiss. Neste caso, a rocha pretérita tanto poderia ter sido um granito ou um gnaiss, com suas características pretéritas já completamente mascaradas. A possibilidade de um processo de cataclasamento originar um gnaiss foi considerado por HIGGINS (71) quando definiu o termo "estrutura de fluxo" e admitiu como sendo uma estrutura ou textura penetrativa produzida cataclasticamente.

Com o objetivo de simplificar e tirar possíveis duabilidades na nomenclatura das rochas cataclásticas, acreditamos que se deve evitar fazer a combinação de dois nomes de rochas, quando do estudo de uma rocha cataclástica. Muito mais valioso é utilizar os termos (nomes) propostos por SIBSON (77), precedido da mineralogia essencial da rocha, iniciando com os minerais de menor quantidade, até os minerais em maior quantidade.

Essa forma de nomenclatura proposta é interessante porque retira o caráter interpretativo do nome de uma rocha, fazendo com que sejam utilizadas apenas as características observáveis para designar a rocha, permitindo assim que uma mesma rocha cata-

clástica, independente do grau de experiência dos autores, receba a mesma denominação.

7.2 PETROGRAFIA DOS GRUPOS SETUVA E PRE-SETUVA

O trabalho que ora se inicia visa a tentativa de caracterização do tipo de cisalhamento, bem como a sua influência, sobre as rochas do Grupo Setuva e do Complexo Pré-Setuva. Para essa primeira fase do projeto foi escolhida a região do Anticlinal do Setuva, que se localiza a N-NE da cidade de Curitiba.

Para as interpretações, estão sendo levadas em consideração as idéias atuais de zonas de cisalhamento, visto que em inúmeras amostras coletadas e estudadas, existem evidências de terem sofrido pelo menos uma fase de deformação, ocasionado por um importante evento de metamorfismo Dinâmico.

A maioria das amostras estudadas pertence a trabalhos realizados por diversas turmas de formando do Departamento de Geologia da UFPr. Algumas lâminas foram confeccionadas especificamente para o projeto, nas amostras coletadas durante os perfís geológicos realizados nas regiões mais interessantes.

7.2.1 CARACTERIZACAO

As rochas que pertencem ao Anticlinal do Setuva foram divididas por EBERT (1971), em dois grupos distintos e com diferentes idades: Setuva, onde predominam xistos, isto é, rochas com maior quantidade de filossilicatos, e Pré-Setuva, com predominância de gnaisses. Também foram divididas geograficamente em duas áreas distintas de ocorrência, como as rochas gnáissicas (Complexo Pré-Setuva), preferencialmente ocorrendo no núcleo, sendo bordejadas pelas rochas xistosas (Grupo Setuva).

Através dos perfís realizados, observou-se que a separação proposta por EBERT (1971), no que diz respeito à área estudada, é difícil de ser acompanhada no campo, pois foram encontradas várias intercalações de rochas xistosas com rochas gnáissicas, não só nas regiões próximas ao contato como também em regiões mais distantes, onde predominam xistos ou gnaisses.

As condições de metamorfismo determinadas para ambos os

tipos de rochas, caracterizam uma Fácies Xisto Verde, nas zonas da Biotita ou Almandina, sendo que as condições mais elevadas podem ter atingido a Fácies Anfibolito na Zona da Estaurolita. Não foi caracterizado nenhum tipo de discordância metamórfica entre as rochas pertencentes ao Grupo Setuva e ao Complexo Pré-Setuva, o que permite aventar que ambos sofreram o(s) mesmo(s) evento(s) tectono-termal(is).

Uma possível forma de explicar a predominância de gnaisses na base (Complexo Pré-Setuva), e de xistos sobrepostos (Grupo Setuva), é devido a uma sedimentação inicial mais grosseira, portanto mais próxima da área fonte, e, conseqüentemente, após o metamorfismo, gerando rochas gnáissicas. Posteriormente sobrevem uma sedimentação mais fina, mais distante da área fonte, que ao sofrer metamorfismo deu origem às rochas xistosas.

Na área do Complexo Pré-Setuva ocorrem gnaisses que foram descritos como ortoderivados. Devido ao caráter inicial do trabalho, não se entrou no detalhe de tentar definir a origem dos diferentes tipos de gnaisses existentes. Mas acredita-se na existência de gnaisses orto e paraderivados, como descritos por EBERT (1971), sendo que ambos os tipos parecem ter sofrido o mesmo metamorfismo descrito anteriormente.

As lâminas estudadas caracterizam para as rochas xistosas uma mineralogia constituída essencialmente de quartzo, muscovita e biotita, em algumas rochas ocorre, ainda oligoclásio/andesita, granda, clorita, epidoto e turmalina. Com exceção da mineralogia básica, a quantidade dos outros minerais varia muito de quantidade de rocha para rocha. As que contêm plagioclásio em sua composição, apesar de ser em pequena quantidade, possuem características de serem pré-tectônicos a xistosidade principal (S_n).

7.2.2 MICROTECTONICA

O estudo petro-estrutural das rochas do Anticlinal do Setuva foi dividido em função das diferentes competências existentes entre os dois principais tipos de rochas, ou seja, gnaisses e xistos.

7.2.2.1 ROCHAS XISTOSAS

As rochas xistosas possuem uma granulometria que varia de fina a média, com uma xistosidade marcante, definida principalmente pelo estiramento das micas como muscovita e biotita.

Estruturalmente essas rochas possuem duas foliações, sendo uma bem marcante, que pode ser caracterizada como xistosidade, e uma clivagem de crenulação que corta obliquamente essa xistosidade.

Os níveis filossilicatos apresentam uma xistosidade com caráter anastomosado ("flaser"), onde se observam finos filmes onde se dá uma percolação preferencial de óxido de ferro, e que talvez possa caracterizar superfícies de transposição (microfalhas), que seriam paralelas ou subparalelas à xistosidade principal.

Alguns xistos possuem níveis quartzo-feldspáticos que estão orientados segundo a xistosidade principal. Devido às características desses minerais, é mais fácil se ter uma idéia dos esforços sofridos por essas rochas. Esses minerais estão bastante deformados, estirados, são xenomórficos, possuem extinção ondulante e evidências de trituração mecânica. Os filossilicatos associados a esses níveis estão completamente estirados e recristalizados, não permitindo caracterizar tão bem os esforços sofridos.

Em algumas rochas a foliação é definida pela intercalação de níveis, onde a deformação parece ter sido mais ou menos intensa. Pode-se observar níveis onde os grãos são sub-arredondados, portanto menos deformados, intercalados com níveis onde estão estirados, em seu eixo C, segundo essa foliação, o que pode significar que esses níveis foram mais deformados. Portanto, qualquer que tenha sido o tipo de cisalhamento, não foi homogêneo para toda a rocha, pois parece ter sido de intensidade variável de nível para nível.

Ao estudarmos as duas foliações existentes, xistosidade e clivagem de crenulação, tendo como base as idéias de WHITE (1980), constatamos que em algumas lâminas, onde as duas foliações estão melhor representadas, fazem um ângulo de aproximadamente 35° entre si, podendo terem-se formado em um evento único de cisalhamento simples.

7.2.2.2 ROCHAS GNÁISSICAS

As rochas gnáissicas, pela sua mineralogia e granulometria, que geralmente varia de média a grossa, não caracterizam muito bem as fases de deformações sofridas. Mas em compensação, por serem constituídas por minerais mais competentes, e conseqüentemente, mais resistentes à deformação mecânica, muitas vezes permitem uma melhor compreensão do tipo de cisalhamento que afetou a rocha.

As rochas gnáissicas possuem uma mineralogia principal constituída de quartzo, oligoclásio/andesita, muscovita e microclina, ocorrendo ainda biotita e turmalina. Possuem uma foliação que pode ser caracterizada pela intercalação de bandas quartzosas com bandas quartzo-feldspáticas.

Os quartzos nos níveis onde predominam, geralmente possuem estiramento do seu eixo C segundo a foliação, além de se apertarem limpos, xenomórficos, com extinção ondulante, o que caracteriza pelo menos uma geração como sin-tectônicos em relação à fase de deformação responsável pelo bandamento gnáissico. Os níveis quartzo-feldspáticos possuem um aspecto sujo, e mostram evidências de terem sofrido, pelo menos parcialmente, o fenômeno de recuperação e recristalização, sendo que muitos feldspatos possuem evidências de serem pré-tectônicos ao bandamento (S_n) existente.

Algumas lâminas possuem níveis que são orientados, com evidências que a deformação responsável não parece ter sido homogênea, pois existem níveis onde predomina um quebramento do quartzo, da microclina e do plagioclásio, enquanto em outros níveis predomina uma cristalização do quartzo, epidoto e muscovita. No nível onde a cristalização predomina, a deformação parece ter sido mais intensa, tanto que permitiu, além do quebramento e trituração, uma neoformação dos minerais.

As amostras que possuem maior quantidade de filossilicatos, permitem observar que a foliação gnáissica, que é marcante em todas as amostras, está levemente ondulada, o que caracteriza uma clivagem de crenulação, genericamente denominada de S_{n+1} .

A clivagem de crenulação descrita acima não possui, aparentemente, minerais sin-tectônicos, isto é, que tenham se formado durante essa fase de deformação. Este fato permite admitir que, ou esse evento foi de mesma intensidade que a anterior, ou essas duas

foliações se originaram em uma única fase de deformação.

7.2.3 DISCUSSÃO

Os poucos dados ainda existentes e o caráter inicial do trabalho sobre as rochas que compõem o Anticlinal do Setuva, sob o ponto de vista petrográfico, não permitem ainda conclusões seguras e irrefutáveis. Portanto, o que se conseguiu foi delinear uma linha de pesquisa que deve ser implementada, a fim de confirmar ou não as conclusões aqui apresentadas.

As rochas xistosas e gnáissicas da área em estudo apresentam muitas características similares, tanto do ponto de vista estrutural, como do ponto de vista de condições de metamorfismo. Ambos os tipos possuem duas foliações, sendo que a principal, nas rochas xistosas, foi responsável por uma xistosidade, e nas gnáissicas, por um bandamento composicional. Em ambos os tipos litológicos existe também uma clivagem de crenulação que, dependendo do grau de competência da rocha, pode ser mais marcante ou não. Dessa forma, apesar de serem rochas com composição mineralógica distinta, não se pode, do ponto de vista estrutural e de condições de metamorfismo, separá-las em duas distintas unidades estratigráficas.

Através do estudo integrado das rochas xistosas e gnáissicas, tem-se condições de tentar interpretar o tipo de metamorfismo responsável pela transformação dessas rochas. Com essa finalidade, ressaltaremos as principais características observadas de cada tipo litológico.

Rochas Gnáissicas: A foliação (bandamento) existente não permite aventar, com certeza, que essas rochas sejam cataclásticas, embora algumas observações sejam nesse sentido, tais como:

- . recristalização e estiramento do quartzo em níveis preferenciais;
- . trituração dos minerais pré-existentes também em níveis preferenciais e,
- . em algumas lâminas uma clivagem de crenulação (S_{n+1}) muito incipiente, que parece ter ocorrido sob as mesmas condições de metamorfismo responsável pelo bandamento gnáissico (S_n).

Rochas Xistosas: Esse tipo de rocha, pelas suas próprias características, sofre uma deformação e cristalização/recristalização de

minerais muito facilmente, o que marcara sensivelmente a caracterização do tipo de metamorfismo responsável pela xistosidade. Também nesse tipo de rocha as evidências de cataclasamento são muito poucas, devido principalmente à granulometria ser muito fina. Algumas evidências, no entanto, levam a se admitir uma origem cataclástica para essas rochas:

- . o ângulo entre as duas foliações (xistosidade e clivagem de crenulação) está em torno de 35° , e é sempre menor que 45° ;
- . as duas foliações parecem ter ocorrido sob as mesmas condições de metamorfismo;
- . os poucos minerais porfiroblásticos observados, mostram evidências de terem sido fraturados e deslocados, havendo indicações, ainda não conclusivas, de rotação de porfiroblastos;
- . os níveis mais grosseiros, constituídos de quartzo e feldspatos, intercalados nos xistos, mostram evidências de cataclasamento, pois seus minerais estão fraturados, quebrados, com extinção ondulante, textura em moldura ("mortar texture"), e algumas evidências de recristalização.

Com base nas idéias de WHITE (1980), e utilizando as evidências descritas anteriormente, podemos admitir que a fase de deformação responsável pela xistosidade e o bandamento gnáissico pode ser devido a um metamorfismo Dinâmico, associado a uma zona de cisalhamento. Essa fase de deformação pode ter sido responsável também pela clivagem de crenulação existente, visto que, segundo WHITE (op.cit.), ambas as foliações podem ter se desenvolvido contemporaneamente.

Durante o fenômeno de cisalhamento, as condições de metamorfismo eram da Fácies Xisto Verde zonas da Biotita/Almandina, ou no máximo Fácies Anfibilito Zona da Estaurolita. O que se pode admitir, segundo SIBSON (1977) e RAMSAY (1980), que o regime crustal era do tipo Quase-plástico (QP), ou que tenha ocorrido em uma Zona de Cisalhamento Dúctil.

As amostras gnáissicas estudadas, que não são representativas de toda a unidade, possuem uma quantidade de matriz (segundo SIBSON, 1977) não superior a 50% , que segundo a tabela 7.1 poderiam ser classificadas como Protomilonitos.

Dessa forma, pode-se admitir que o grau de deformação so

Tabela 7-1:
Classificação textural de rochas falhadas. (SIBSON, 1977)

		MACIÇA	FOLIADA	
ROCHAS INCOESIVAS		BRECHA DE FALHA >30% de fragmentos visíveis da massa da rocha	?	
		GOUGE DE FALHA <30% de fragmentos visíveis da massa da rocha	?	
ROCHAS COESIVAS	Vitrea	PSEUDO-TAQUILITO	?	
	NATUREZA DA MATRIZ Redução tectónica dos grãos domina sobre a recristalização e reomineralização	BRECHA MOÍDA BRECHA MOÍDA FINA MICROBRECHA MOÍDA	fragmentos > 0,5cm 0,1cm < fragmentos < 0,5cm fragmentos < 0,1cm	PROPORÇÃO DA MATRIZ 0 - 10%
		PROTOCATACLASITO	PROTOMILONITO	10 - 50%
		CATACLASITO	MILONITO	50 - 90%
		ULTRACATACLASITO	ULTRAMILONITO	90 - 100%
Grãos de crescimento pronunciado	?	BLASTOMILONITO		

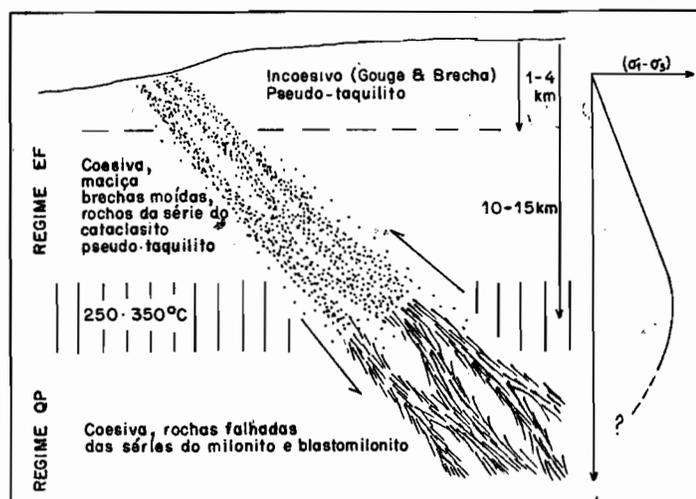


Figura 7-1:
Modelo conceitual de uma zona maior de falha. (SIBSON, 1977)

frido pelas rochas gnáissicas não foi muito intenso, embora, possivelmente, tenha sido responsável pelo desenvolvimento do bandamento gnáissico nas rochas quartzo-feldspáticas.

Pelo exposto, pode-se aventar que o evento deformacional principal, responsável pela formação de xistos e gnaisses, pode estar associado a um cataclasamento, sendo que esse metamorfozou as rochas das mais diferentes origens, em condições supra e mesocrustais propiciando o desenvolvimento de cristalização e recristalização de minerais e de uma foliação, que segundo HIGGINS (1971), pode ser denominada de estrutura de fluxo.

8. FASES DE DEFORMAÇÃO PRESENTES NA ÁREA (Autor: ALBERTO PIO FIORI)

Diversas fases de deformação ocorrem na área pesquisada, devendo-se fazer distinção entre aquelas presentes nas litologias da Formação Capiuru e no Grupo Setuva, daquelas presentes no Complexo Pré-Setuva.

Na Formação Capiuru, que compõem a quase totalidade da área, distingue-se basicamente duas fases de deformação principais, geradoras de estruturas penetrativas, enquanto nas litologias do Complexo Pré-Setuva, existe pelo menos uma fase de deformação a mais. A distinção entre as diversas fases nem sempre é fácil, quer seja em litologias Capiuru e Setuva, como em litologias do Complexo Pré-Setuva, especialmente pelo fato de existirem diversas estruturas superimpostas, mas de caráter local, que podem ser confundidas com aquelas de caráter regional.

De um modo geral, as estruturas presentes nas litologias da área pesquisada estão relacionadas a dois grandes sistemas de deformação: sistema relacionado predominantemente a falhamentos de empurrão e sistema relacionado predominantemente a falhamentos transcorrentes. O primeiro deles foi o primeiro a afetar a área, enquanto o segundo, afetou de diversas formas as estruturas geradas na primeira fase, originando outras estruturas.

8.1 PRIMEIRA FASE DE DEFORMAÇÃO

A primeira fase de deformação é aqui referida em relação às litologias da Formação Capiçu, podendo ser, no entanto, uma segunda ou terceira fase em relação ao Complexo Pré-Setuva. Seu estilo, baseado em estruturas vistas em afloramentos e a nível de mapa geológico, é sem dúvida, relacionado a uma tectônica de empurrão (thrust tectonics).

As principais estruturas relacionadas a essa fase (que daqui para frente será denominada simplesmente de F_1), e identificadas até o presente momento, dizem respeito a planos de foliação S_1 e S_2 , dobras à escala mesoscópica, falhas de empurrão e estruturas lineares. Todas essas estruturas acham-se relacionadas essencialmente a um processo de deformação rotacional ou de cisalhamento simples.

8.1.1 PLANOS DE FOLIAÇÃO S_1 E S_2

A foliação (S_1) está presente em todos os afloramentos da Formação Capiçu, Grupo Setuva e Complexo Pré-Setuva, ocorrentes na área pesquisada. Trata-se de uma foliação bem desenvolvida, e disposta de um modo geral, paralelamente ao antigo acamamento sedimentar. Não é uma xistosidade propriamente dita, sendo mais corretamente denominada de clivagem ardosiana, uma vez que seus planos não apresentam micas bem desenvolvidas, e sim, uma cristalização fina de sericita, que empresta um aspecto sedoso e liso aos planos. Em alguns casos, porém, notam-se películas ou mesmo finas placas de mica branca (sericita) bem desenvolvidas. Raramente é possível identificar com segurança a foliação S_1 não disposta paralelamente a (S_0).

O antigo acamamento sedimentar (S_0) é facilmente identificado em litologias da Formação Capiçu. De um modo geral, é identificado por alternância de níveis de cores, espessuras, granulometria e composições diferentes dentro dos filitos, ou por intercalações de diferentes possanças de quartzitos em bancos de filitos, ou vice versa. A presença de metacalcários em contato com quartzitos ou com filitos, fornece outra evidência do antigo acamamento sedimentar.

Em todas as litologias, onde é possível identificar (S_0), mas especialmente nos filitos, pode-se observar (S_1) paralelamente a (S_0). Nos mármoreos a identificação de (S_0) paralelo a (S_1) é mais difícil pois estas rochas geralmente não mostram nem uma, nem outra dessas estruturas planares. Quando apresentam intercalações de metacalcários impuros (metamargas), pode-se notar facilmente

(S_0) paralelo a (S_1). A foliação (S_1) apresenta-se discordante de (S_0) nos âpicos de dobras da primeira fase de deformação.

À escala regional, pode-se notar uma intensificação dessa foliação nas proximidades das principais falhas de empurrão da área, como é o caso, da Falha do Antiforme do Setuva. Nessa estrutura, acha-se representada por uma intensa xistificação das litologias, com formação de biotita em seus planos. Além disso, pode-se notar um intenso estiramento de minerais como quartzo e feldspato. A intensificação dessa foliação é tão grande na área que a rocha adquire um aspecto milonítico, devido à moagem a que foi submetida. Distanciando-se dessa falha, a foliação (S_1) não é tão intensamente desenvolvida, permitindo a preservação de estruturas sedimentares como estromatólitos nos mármore (FOTO 8.1), estratificação cruzada em quartzitos (FOTO 8.2) e acamamento gradacional, em quartzitos (FOTO 8.3). Em alguns níveis de rocha, principalmente em quartzitos, essa foliação às vezes não está desenvolvida, ou então, não é visível à vista desarmada, especialmente quando ocorrem intercalações de filitos nos quartzitos. Nesses casos, o filito apresenta-se intensamente foliado, ou deformado, em contraposição aos níveis de quartzitos, que não apresentam sequer evidências de deformação, como mostra a FOTO 9.1 (Cap. 9). Nesses casos, o filito atua como um nível de fraqueza da rocha, cedendo mais facilmente aos esforços e absorvendo assim, praticamente toda a deformação da rocha.

A foliação S_2 é de caráter local, não sendo penetrativa por toda a área. Ocorre principalmente em faixas de largura variável, situadas ao longo das falhas de empurrão secundárias na área, como a de Morro Grande, Almirante Tamandaré, das Aranhas e do Chopin.

Assim como a foliação (S_1), a foliação (S_2) não chega a ter micas desenvolvidas em seus planos, mas tão somente sericita finamente cristalizada. Trata-se também de uma clivagem ardosiana, porém, como característica marcante, apresenta microlitons perfeitamente identificáveis à vista desarmada, geralmente com larguras de 1 a 3 mm. Este aspecto não é verificado em relação à foliação (S_1), quando não se destacam microlitons ou fatias de rocha separados por planos dessa foliação.

Outro aspecto marcante, relacionado à foliação (S_2) é a presença de restos retorcidos de foliação (S_1) dentro dos microlitons gerados pelos planos de (S_2). Em muitos casos, a foliação (S_1) apresenta-se retorcida ou então, em formas de sigmoide dentro dos microlitons; em outros casos, quando da intensificação de



FOTO 8.1 - Estruturas estromatolíticas em mármore
da Formação Capirú.

Equipe VII-29/79

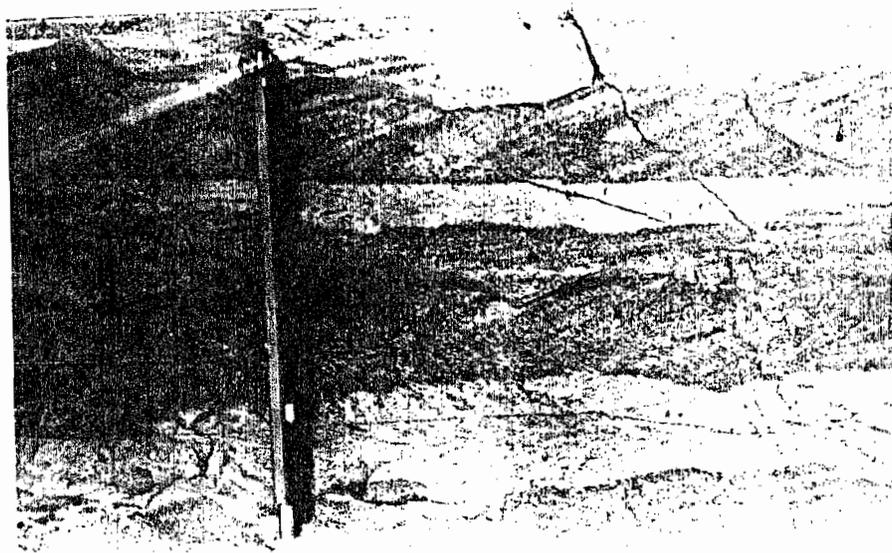


FOTO 8.2 - Estratificação Cruzada em quartzitos do
Grupo Setuva.

Equipe VII-29/79.

(S_2), a foliação (S_1) tende a se dipor em paralelismo com (S_2), sendo nesses casos, difícil fazer-se a distinção entre (S_1) e (S_2). Esses diferentes aspectos podem ser vistos mesmo em uma única amostra de mão (FIG 8.1).

Como regra geral, a foliação (S_2) corta transversalmente a foliação (S_1) e (S_0), a angulos extremamente variáveis, desde aproximadamente 0° , até cerca de 90° . (FOTO 8.4, FIG 8.1). Há casos que (S_2) rompe e desloca (S_1), outros que cruza (S_1) sem causar distúrbios aparentes e outros casos, onde causa uma intensa crenulação em (S_1).

À escala regional, nota-se uma variação de intensidade de (S_2) em relação às falhas de empurrão secundárias. Quanto mais próximas às falhas, tanto mais intensa aparece, os microlitons formados são tanto menos espessos, podendo mesmo vir a desaparecer, e paralelamente, tanto maior o efeito da transposição de (S_1), que tende a se dipor mais próxima do paralelismo com (S_2). Junto à essas falhas, a crenulação de (S_1) é marcada principalmente pela ruptura e deslocamento de seus planos ao longo de planos bem marcados de (S_2); a distancias maiores, a crenulação de (S_1) é marcada principalmente por microdobras, com fraco desenvolvimento dos planos S_2 . No flanco norte da Sinforme de Morro Grande, por exemplo, a foliação (S_2) praticamente não se apresenta desenvolvida, a não ser em pontos localizados.

8.1.2 DOBRAS D_1 À ESCALA MESOSCÓPICA

As dobras da primeira fase de dobramento da Formação Capiru não são facilmente encontrados nos afloramentos, sendo este um fato estranho, a julgar pela onipresença da foliação (S_1) na área. Localmente, no entanto, podem ser encontradas abundantes dobras dessa fase de deformação.

De um modo geral, essas dobras tem dimensões centimétricas a decimétricas, variando em perfil, de dobras fechadas a isoclinais. São caracteristicamente desenhadas pelo bandeamento de origem sedimentar, sendo mais facilmente identificadas em níveis de filitos grafitosos, com intercalações de filitos brancos. Mais raramente podem ser identificadas em níveis de quartzitos e em metacalcários ím-puros.

As dobras D_1 apresentam a foliação (S_1) disposta em posição plano axial, fato este que pode ser facilmente verificável em seus ápices. Como feição marcante, apresentam um de seus flancos

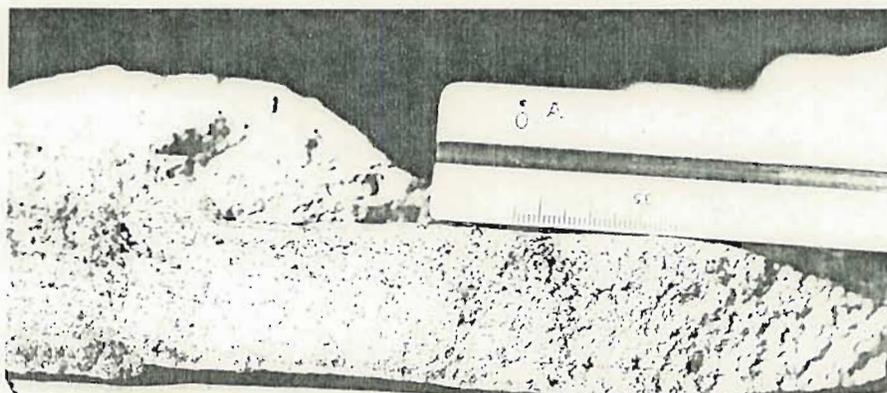


FOTO 8.3 - Acamamento gradacional em quartzitos da Formação Capirú. O topo está voltado para baixo (no caso da amostra). No campo, a sequência é normal.



FOTO 8.4 - Foliação S_2 , cortando transversalmente S_1 e S_0 . Junto à Falha de Morro Grande, estrada Uvaraval.

Ponto 79B.

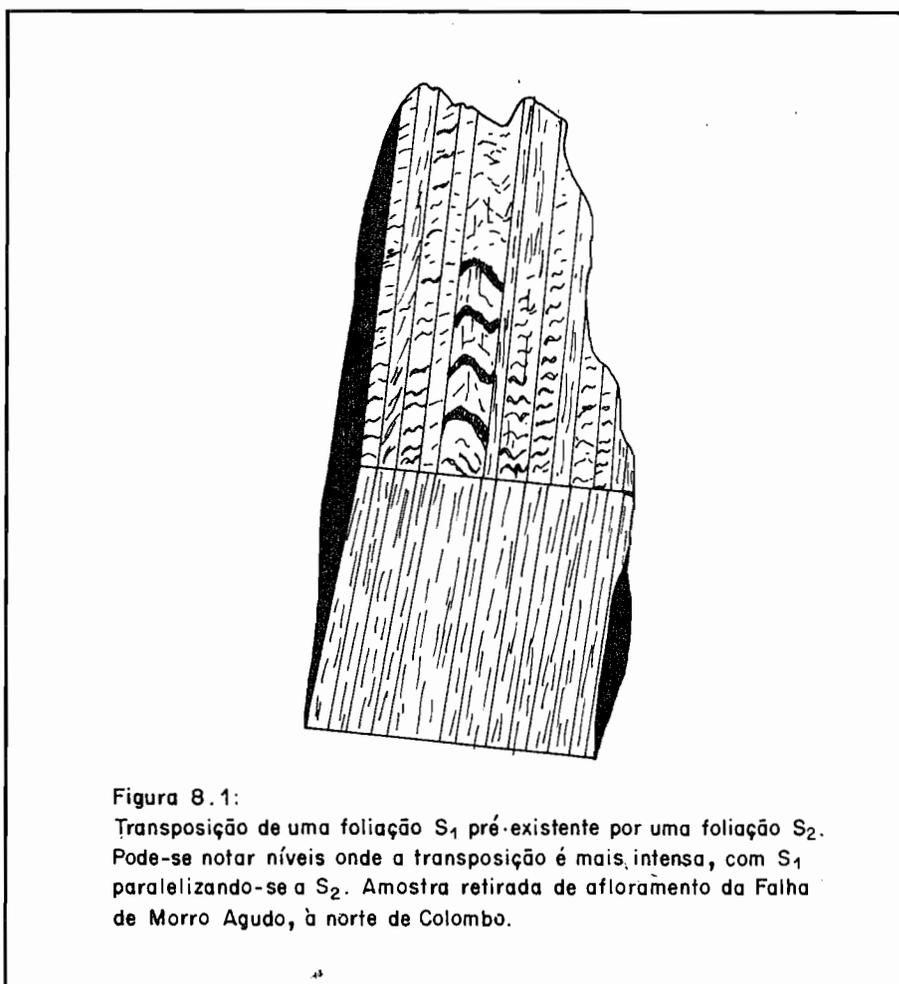


Figura 8.1:
Transposição de uma foliação S₁ pré-existente por uma foliação S₂.
Pode-se notar níveis onde a transposição é mais intensa, com S₁
paralelizando-se a S₂. Amostra retirada de afloramento da Falha
de Morro Agudo, à norte de Colombo.

falhado, com o plano da micro falha dispondo-se paralelamente ou subparalelamente a foliação (S_1), e portanto, paralelamente ou subparalelamente ao plano axial da dobra. O deslocamento, conforme visto em afloramentos onde (S_1) dispõe-se aproximadamente vertical, é no sentido anti-horário, ao longo dessas falhas. (FOTOS 8.5, 8.6 e 8.7).

Estas dobras não se acham regularmente desenvolvidas pela área, nem mesmo a nível de afloramento. Aham-se, na realidade, restritas a níveis ou faixas, envolvidas por faixas sem dobramentos, lembrando dobras do tipo intrafoliares. Apresentam caracteristicamente níveis rompidos, lenticularizados, alguns deles, contornando o ápice das dobras. Em alguns casos, podem-se notar dobras D_1 , entre 2 planos de (S_0), ou camadas de rochas não dobradas (FOTO 8.8). Nesta foto, a camada situada na base da dobra, apresenta (S_1) disposta paralelamente a (S_0), como aliás, é o caso geral do afloramento. A dobra da FOTO 8.7 acha-se praticamente isolada no afloramento, apresentando a foliação (S_1) desenvolvida em posição plano axial. O aspecto geral do afloramento é mostrado na FOTO 8.9.

A FOTO 8.10 mostra de forma nítida, a presença das dobras D_1 , restritas a faixas, e limitadas por faixas não dobradas. Na FOTO 8.11, a qual representa um detalhe da FOTO 8.10, pode-se observar a nucleação de uma dobra, o falhamento de um de seus flancos, a foliação (S_1), disposta em posição plano axial da dobra, e o paralelismo entre (S_1) e o plano de falha. Estas características são marcantes e gerais para as dobras D_1 .

8.1.3 ESTRUTURAS LINEARES

As estruturas lineares geradas durante a primeira fase de deformação da área, são de dois tipos: lineações b, relacionadas aos eixos das dobras D_1 , e lineações minerais, nos planos da foliação (S_1).

Não se dispõe, até o momento, de um inventario geral dessas importantes estruturas lineares, devido principalmente à sua escassez na área. De um modo geral, no entanto, os eixos das dobras D_1 , tem direção nordeste, mergulhando ora para sudoeste, ora para nordeste.

As lineações minerais são extremamente importantes, pois podem fornecer informações acerca da direção do transporte tectônico. No entanto, as litologias da Formação Capiru são de granulometria geralmente muito fina, não sendo favoráveis a formação desse

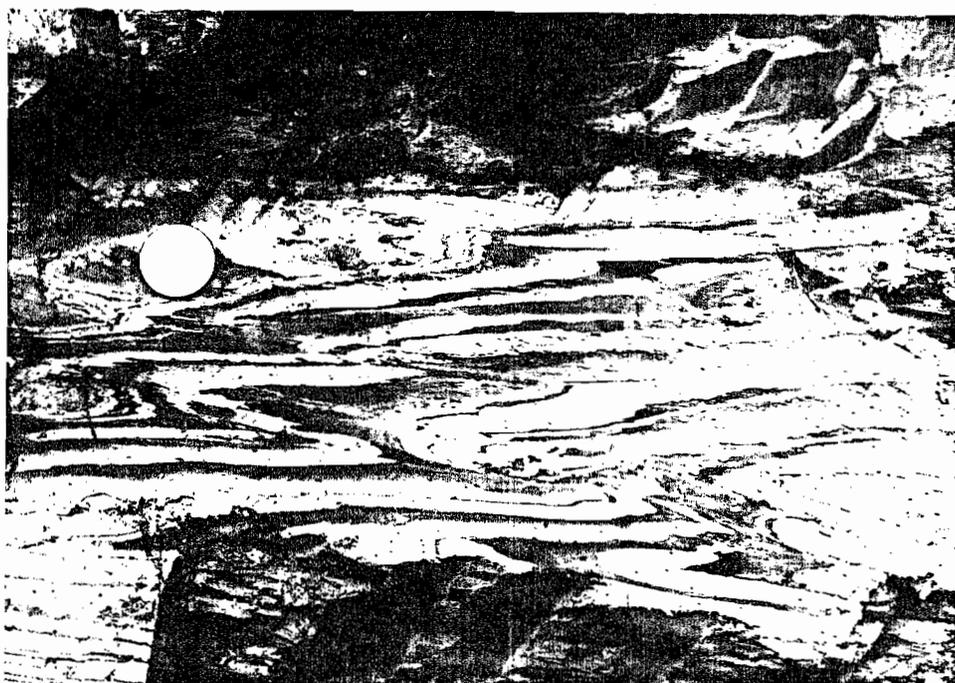


FOTO 8.5 - Exemplo de dobras D_1 , com um dos flancos falhados. Filitos Grafíticos da Formação Capirú.



FOTO 8.6 - Dobras D_1 , em filitos da Formação Capirú. Observar a presença comum de micro falhas subparalelas aos planos axiais dessas dobras, e um nível não dobrado, situado na parte inferior da foto.

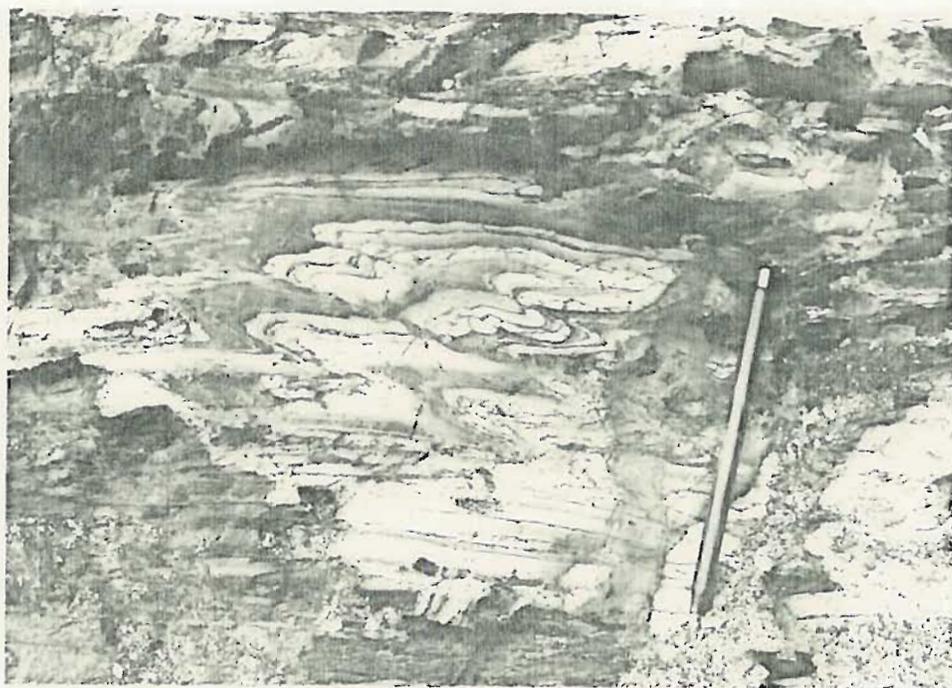


FOTO 8.7 - Exemplo de dobras D_1 , com um dos flancos falhados. Filitos grafitosos da Formação Capirú.

Sinforme do Morro Grande.

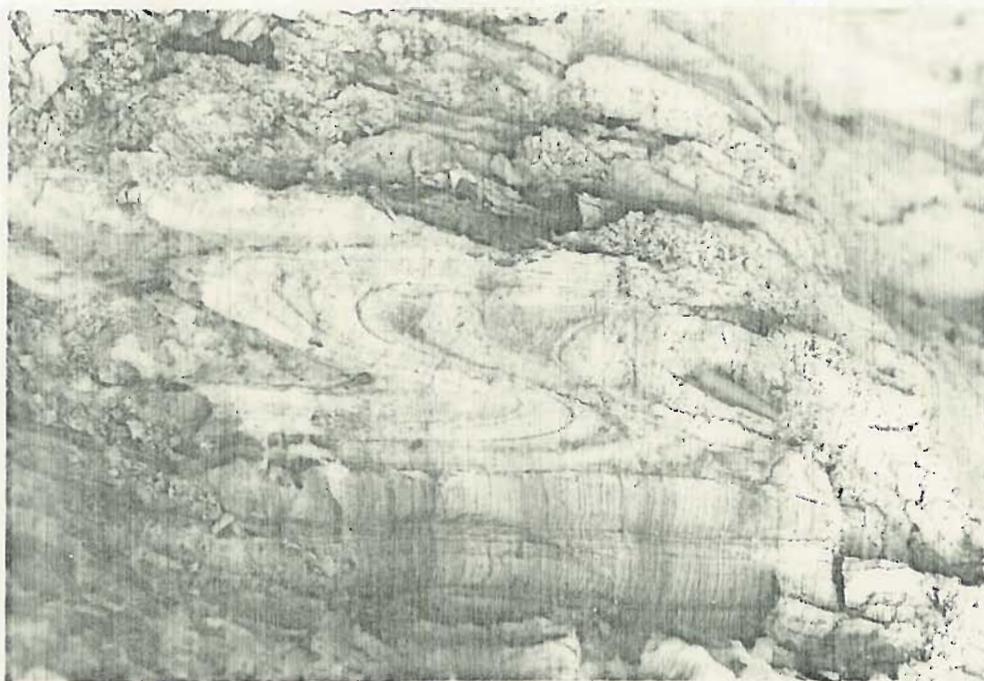


FOTO 8.8 - Dobra D_1 situada entre duas camadas, aparentemente sem perturbações. Na camada situada na base da dobra, como aliás em todo o afloramento, S_1 acha-se disposto paralelamente a S_0 .



FOTO 8.9 - Aspecto de S_0 em filitos grafitosos do Sinforme de Morro Grande. S_1 dispõem-se paralelamente a S_0 . Nesse afloramento, foi obtida a Foto 8.8.

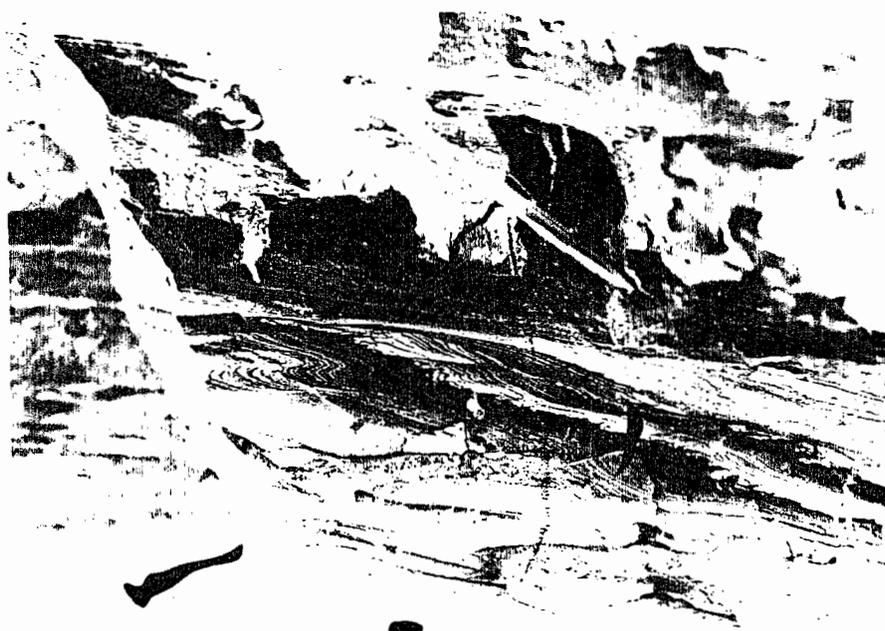


FOTO 8.10 - Aspecto de uma faixa com presença de dobras D_1 , em filitos da Formação Capirú. Observar o aspecto descontínuo do dobramento, com o nível superior não apresentando-se dobrado.

tipo de lineação. Assim mesmo, é possível em certos pontos, observar nos planos de (S_1) uma nítida lineação mineral, evidenciada por um mineral muito alterado, que não foi possível identificar (FOTO 8.12); em certos níveis de quartzito, pode-se também notar um estiramento de seus grãos, não sendo, no entanto, feição comum a todos os quartzitos. A lineação mineral, medida próximo ao ápice do Sinforme de Morro Agudo apresenta direções nordeste, com mergulhos variáveis de 10 a 70°.

8.1.4 FALHAS DE EMPURRÃO

As principais falhas de empurrão presentes na área, foram descritas anteriormente no Capítulo 3. Neste ítem, breve referência será feita a algumas falhas de empurrão verificadas no campo.

Em afloramentos, falhas de empurrão podem ser vistas desde escalas centimétricas, associadas ou não a dobras-falha, como nas fotos 8.5, 8.6, 8.7 ou então a escalas maiores, como nas fotos 8.13, 8.14 e 8.15.

Na foto 8.13 observam-se gnáisses bandados do Complexo Pré-Setuva, caracterizados por bandas claras, de composição essencialmente quartzo-feldspática, alternadas com bancas de cor marron, micáceas. Pode-se observar um bloco desses gnáisses, tectonicamente colocado sobre outro da mesma litologia, em franca discordância estrutural. As atitudes da foliação e do bandamento, dispostos paralelamente, no bloco inferior, tem valores em torno de N80E/40SE. No bloco superior, o bandamento e (S_1) tem atitudes em torno de E-W/35N, na parte superior do afloramento e E-W/75N, na parte inferior.

A FOTO 8.14 mostra outro aspecto, relacionado às falhas de empurrão. Nem sempre ocorrem dobras de arrasto, ou dobras-falha associadas aos empurrões, como nas fotos 8.5, 8.6 e 8.7, ou discordâncias estruturais, como na FOTO 8.13. Muitas vezes, e talvez o caso mais frequente, é a presença de zonas de cisalhamento de baixo ângulo. São faixas marcadas por uma intensificação da foliação, de espessuras variáveis, que cortam afloramentos e pedreiras, como mostrada nessas fotos. Na FOTO 8.14 mostra-se uma pedreira de mármore da Formação Capirú, afetada por uma dessas zonas de cisalhamento de baixo ângulo, que no pé da pedreira, no canto direito da foto, tem atitude E-W/40S. Nesse local, nota-se uma faixa xistosa dentro do calcário, com uma proeminente foliação cataclástica. No topo da pedreira, diminui visivelmente o ângulo de mergulho da zona de cisa-



FOTO 8.11 - Detalhe da foto anterior. Observar na dobra, a foliação S_1 , plano axial, e um dos flancos falhado. Atitude do eixo da dobra N250/50.



FOTO 8.12 - Liniações minerais em planos de S_1 , em filitos da Formação Capirú.

Âpice do Sinforme do Morro Grande.

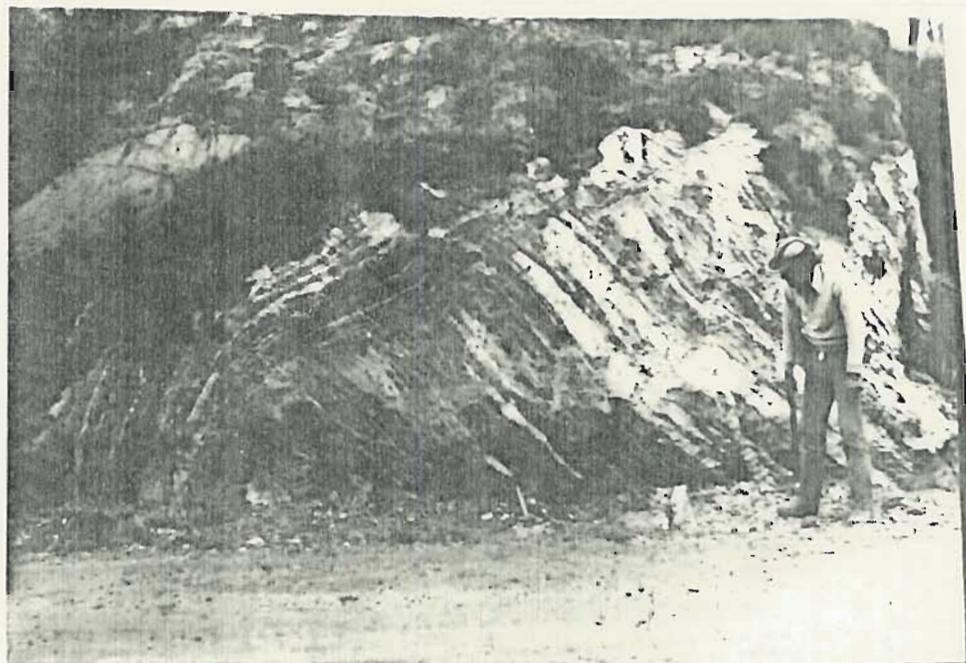


FOTO 8.13 - Exemplo de falha de empurrão em gnâisses bandados do Complexo Pré-Setuva.



FOTO 8.14 - Zona de cisalhamento de baixo ângulo de mergulho, afetando mármore da Formação Capirú.

lhamento, tendendo à horizontalização.

Além dos aspectos específicos acima mencionados, o caso mais geral da presença de falhas de empurrão na área é a disposição sub-horizontal da foliação (S_1), ou da foliação (S_2), como pode ser visto nas FOTOS 8.15 e 8.16. Na primeira foto, o antigo acumulo sedimentar é facilmente identificado pelas intercalações de níveis xistosos. A foliação (S_1), dispõe-se paralelamente a (S_0), ambas formando um suave antiformal, com mergulhos nos flancos, em torno de 15-20°. Na zona apical, (S_0) e (S_1) dispõem-se horizontalmente. Deve-se ressaltar, no entanto, que situações como acima descrita, apesar de serem relativamente frequentes na área estudada, o caso mais geral, é a foliação (S_1) (paralela a S_0), apresentar mergulhos bastante variáveis, em média, com ângulos superiores a 40°, devido a dobramentos e outras deformações superpostas, como aliás é possível ver imaginando-se a dobra suave da FOTO 8.15, progressivamente tornando-se isoclinal, com a conseqüente verticalização de seus flancos. Na FOTO 8.16, observa-se uma pedreira de metacalcários, com uma foliação (S_1) bem desenvolvida, com mergulhos baixos, em torno de 20-25°.

8.2 SEGUNDA FASE DE DEFORMAÇÃO

A segunda fase de deformação da área, é caracterizada por um generalizado dobramento de (S_0) e (S_1). Esta fase pode ser identificada tanto a nível de afloramento ou de amostra de mão, como em diagramas estruturais de contorno de polos de (S_1) e (S_0).

Nos afloramentos, não é raro observar-se dobras D_2 , desenhadas pela foliação S_1 . São dobras de dimensões muito variadas, diversificando em perfil, desde dobras abertas a cerradas ou isoclinais. Os eixos dessas dobras são geralmente sub-horizontais, e o plano axial varia em inclinação desde vertical até em torno de 45°.

Em muitos casos, pode-se observar a presença de uma foliação em posição plano axial nessas dobras, enquanto em outros casos, parece não existir. Essa foliação, que será aqui denominada de (S_3), não é bem desenvolvida, sendo muitas vezes difícil de ser identificada, e com certeza, não é penetrativa por toda área. É mais facilmente identificada em litologias de granulometria muito fina, como filitos e xistos.

As FOTOS 8.17 e 8.18 mostram dobras D_2 , desenhadas pela foliação S_1 , em litologias da Formação Capiru. A FOTO 8.19 mostra dobras D_2 , em quartzo mica-xisto do Grupo Setuva.



FOTO 8.15 - Disposição sub-horizontal de S_0 , com uma foliação S_1 paralela.

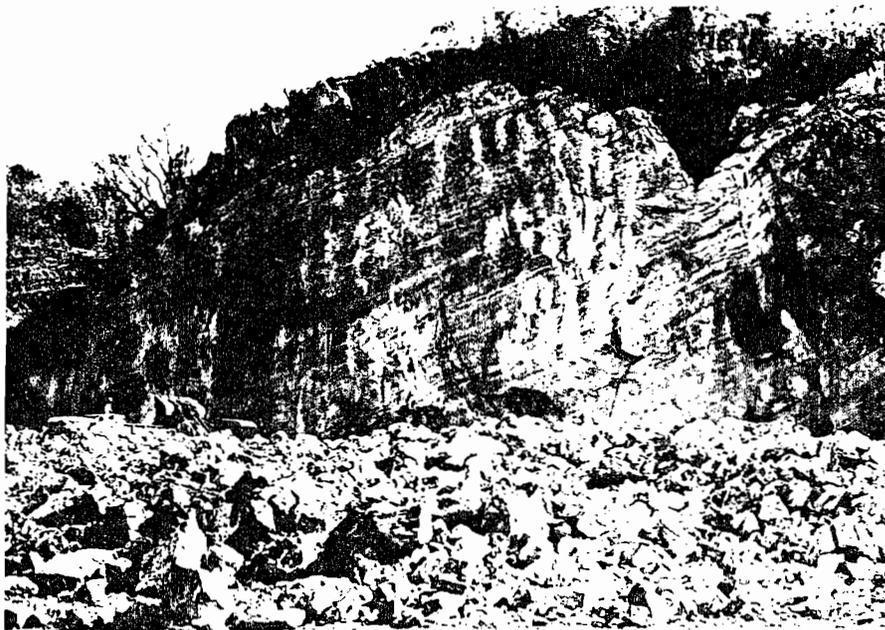


FOTO 8.16 - Foliação S_1 , em pedreira de metacalcários
Observar o baixo ângulo de mergulho
($+25^\circ$).

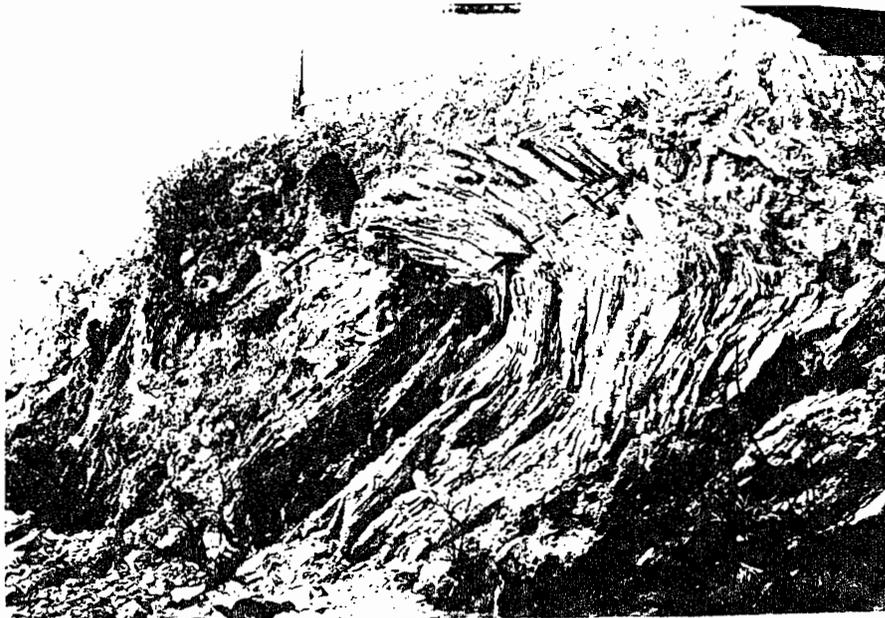


FOTO 8.17 - Dobra D_2 , desenhada pela foliação S_1 , em
filitos da Formação Capirú. Observar a
inclinação do plano axial dessa dobra.
Ponto nº 1, Equipe I-2º/79.

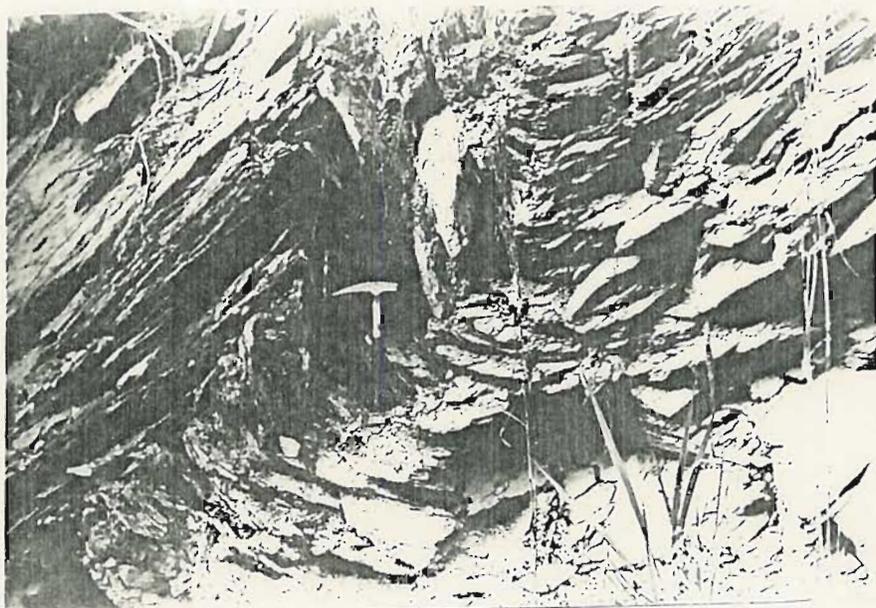


FOTO 8.18 - Dobra D_2 , desenhada por filitos da Formação Capirú. Nesse caso, o plano axial é sub-vertical.

Equipe VII-29/79.

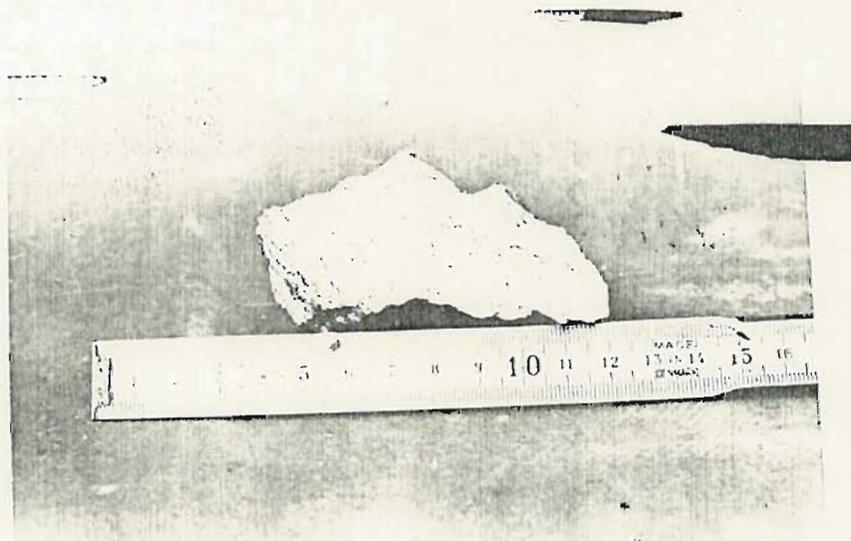


FOTO 8.19 - Dobras D_2 , em quartzo-mica-xisto, Complexo Prê-Setuva.

Equipe II-29/79.

As dobras D_2 não se acham regularmente desenvolvidas na área, existindo afloramentos que não as apresentam. De um modo geral, no entanto, a foliação (S_1) apresenta-se ondulada. A nível de diagramas estruturais, as ondulações da foliação (S_1) definem uma distribuição em guirlanda de seus polos, característica de dobramentos, mostrando no entanto, predomínio de um flanco sobre outro. À escala regional, essas dobras aparentemente são assimétricas, com o maior, voltado para sul. Os eixos β , dessas dobras, detectados nos diagramas estruturais tem direções nordeste, com predominância de mergulhos voltados para o quadrante sudoeste, conforme será visto adiante.

8.3 TERCEIRA FASE DE DEFORMAÇÃO

A terceira fase de deformação está ligada ao sistema de falhamentos transcorrentes que afetou o pré-cambriano paranaense, e cuja expressão maior, na área estudada, é a Falha da Lancinha. Diversas estruturas são geradas através desse sistema, como falhas direcionais sintéticas e antitéticas, falhas transcorrentes principais, dobras de arrasto escalonadas e falhas de empurrão secundárias. Todas são geradas durante a mesma fase de deformação.

A terceira fase de deformação afetou essencialmente as estruturas formadas na primeira fase, ou seja, afeta as dobras e falhas de empurrão, havendo dúvidas, no entanto, se é de fato posterior à segunda fase. Na verdade, as dobras da segunda fase de deformação podem estar relacionadas ao sistema de transcorrência.

8.3.1 FALHAS SINTÉTICAS E ANTITÉTICAS

As falhas sintéticas e antitéticas, conforme WILCOX et al (1973) e HARDING (1973), desenvolvem-se como falhas secundárias associadas às grandes falhas transcorrentes. As primeiras, formam-se a ângulos em torno de 10-30°, e tem o mesmo sentido de movimento da falha transcorrente principal; as falhas antitéticas, por outro lado, dispõem-se a ângulos em torno de 70-90°, tendo sentido de movimento contrário à falha principal. Conforme visto no relatório anterior (FIORI et al, 1984), as falhas sintéticas tem direções em torno de N70E, enquanto as falhas antitéticas tem direções em torno de N30-50W, paralelizando os diques de diabásio mesozóicos.

No campo, as falhas sintéticas são marcadas por uma foliação de transposição, relativamente intensa, confundindo-se com o

aspecto da falha transcorrente principal. As falhas antitéticas são representadas por faixas de deformação cataclástica, onde se observa uma marcante clivagem de fratura, com a formação de microlitons de espessuras por vezes, inferior a 0,5 cm. Cada plano dessa foliação representa, na realidade, microfalhas com sentido sinistrógiro de deslocamento, conforme já referido no relatório anterior. Na presente área, ocorrem locais onde essa foliação, uma verdadeira clivagem de fratura, é tão intensamente desenvolvida que chega a ser confundida com a foliação (S_2), anteriormente mencionada. São frequentes crenulações e distorções de (S_1) em microlitons formados por planos dessa foliação, bem como rupturas e deslocamentos de (S_1). Não é uma foliação, no entanto, desenvolvida homoganeamente por toda a área.

No mapa geológico-estrutural em anexo, diversas falhas direcionais antitéticas e sintéticas foram traçadas. Algumas falhas sintéticas aparecem no Núcleo do Betara, com deslocamento dextrógiro, enquanto as falhas antitéticas ocorrem desenvolvidas por toda a área, algumas apresentando inequívocas evidências de deslocamentos sinistrógiros, como é o caso, por exemplo, no flanco norte dos sinformes de Morro Grande e de Colombo. Uma grande concentração de falhas antitéticas ocorre nos cantos sudoeste e noroeste da área mapeada, todas elas dispendo-se paralelamente aos diques de diabásio mesozóicos. Conforme mencionado no relatório anterior, acredita-se que essas antigas linhas de fraqueza tenham favorecido a entrada dos diques por ocasião da reativação Wealdeniana.

8.3.2 FALHAS TRANSCORRENTES PRINCIPAIS

Na presente área, praticamente ocorre somente a Falha da Lancinha. No vértice noroeste do mapa, aparece um pequeno trecho da Falha de Morro Agudo.

A Falha da Lancinha, no campo, é caracterizada pela presença de rochas bastante fraturadas e foliadas, com atitudes variáveis e com aspecto anastomosado, contorcido. São frequentes estruturas sigmoidais e dobras de arrasto de dimensões centimétricas, variando em perfil desde abertas a cerradas, e com eixos verticalizados, indicando movimento lateral direito. Mais raramente, as dobras mostram sentido inverso de movimento.

A lenticularização dos corpos litológicos é a feição mais marcante em todas as exposições visitadas da Falha da Lancinha com o fenômeno sendo particularmente bem evidenciado por litologias

incompetentes como quartzitos, que sofrem constrictões e rupturas por estiramento, originando formas lenticulares. As lentes podem variar desde dimensões centimétricas a métricas ao longo de seu eixo maior, como vistas em afloramentos, até dimensões quilométricas, como vistas em mapas geológicos. Exporadicamente foram observadas nas suas proximidades, brechas com fragmentos angulosos, imersos em matriz fina.

Raramente a zona de falha da Lancinha apresenta rochas miloníticas. Via de regra, as rochas são bastante deformadas, com uma foliação cataclástica bem desenvolvida e com microlitons de espessuras variáveis; a granulometria acha-se relativamente bem preservada dentro dos microlitons. Os planos da foliação cataclástica tem atitudes variáveis, entre N40-60E, e com mergulhos desde 40° até verticais, com um predomínio de valores maiores que 70°. Estrias de atrito não são facilmente observáveis, porém apresentam caimentos de zero a 20°.

8.3.3 DOBRAS DE ARRASTO ESCALONADAS

Dobras de arrasto escalonadas não foram identificadas com segurança na área estudada. Possivelmente, o Antiforme do Rio Votuverava representa uma dobra desse tipo, dado ao fato de sua proximidade e disposição praticamente paralela de seu traço axial com a Falha da Lancinha. Os melhores exemplos de dobras escalonadas, situam-se mais a nordeste da área, na região da Megantiforma da Serra do Cadeado.

Existe, entretanto, a possibilidade das dobras aqui descritas como de segunda fase de deformação, representarem dobras de arrasto, de alguma forma, relacionadas às principais falhas transcorrentes. Há necessidade de estudos mais detalhados acerca dessa questão.

8.3.4 FALHAS DE EMPURRÃO

O sistema de falhamentos transcorrentes prevê a formação de falhas de empurrão, relacionadas aos esforços que originam as próprias falhas transcorrentes, e segundo MOODY e HILL (1956), WILCOX et al (1973) e HARDING (1973), desenvolvem-se aproximadamente paralelas aos eixos das dobras de arrasto escalonadas. Dentro de um sistema de falhamentos transcorrentes dextrógiros como a Falha da Lancinha, Morro Agudo, etc., as falhas de empurrão deveriam ter

direções nordeste, infletindo-se suavemente para norte à medida em que se distanciam das falhas transcorrentes principais.

A nordeste de Rio Branco do Sul, no bloco D, situado a norte da Falha da Lancinha, observam-se alguns lineamentos tectônicos que se ramificam a partir da Falha da Lancinha. Medidas estruturais obtidas por graduandos do curso de geologia nesse local, indicam presença de foliações de baixo ângulo, em torno de 20° , junto com foliações com ângulos de mergulho em torno de 70° . Há necessidade de estudos estruturais específicos nessas áreas, porém, aventa-se aqui a possibilidade de se tratarem de falhas de empurrão relacionadas ao sistema Lancinha, e, portanto, posteriores às falhas de empurrão geradas na primeira fase de deformação.

Outras falhas de empurrão, de menor envergadura que as acima suspeitadas, acham-se no Núcleo Betara. São falhas com traçado curvo, em forma de arco, e aparentemente com elevado ângulo de mergulho, conforme pode-se suspeitar através de critérios de foto-interpretação. Tratam-se mais apropriadamente de falhas inversas, devendo estar igualmente relacionadas aos esforços geradores da Falha da Lancinha. É aqui interessante observar o fato dessas falhas serem condizentes com uma movimentação anti-horária da Lancinha.

9. A TECTONICA DE EMPURRÃO (Autor: ALBERTO PIO FIORI)

9.1 INTRODUÇÃO

Modernamente tem-se verificado uma crescente atenção a zonas de cisalhamento de baixo ângulo ou falhas de empurrões por parte dos estruturalistas, tendo-se cunhado termos como cinturões de empurrão, tectônica de empurrão, etc. A geometria básica dos cinturões de empurrão tem sido descrita por DAHLSTROM(1970), ELLIOTT e JOHSON(1980), BOYER e ELLIOTT(1982), BUTLER(1982), entre outros.

As falhas de empurrão, conforme descrito por DAHLSTROM' (1970) são de natureza contracional, e cortam a secção estratigráfica para cima, no sentido de transporte. Sua trajetória tem uma forma geral em escada, em áreas com um acamamento bem pronunciado, com a falha ora cortando em bisel as camadas, formando uma rampa, ora seguindo planos de fácil deslizamento, frequentemente paralelo ao acamamento, culminando com a transferência de um nível estratigráfico a uma posição mais alta. Uma trajetória típica dessas falhas, em forma de escada é apresentada na FIG 9.1.

Uma unidade tectônica ou um lençol de rochas, geralmente de grandes dimensões (da ordem de 10 Km ou mais) que se deslocou de sua posição original por distâncias consideráveis (da ordem de vários quilômetros), sobre formações rochosas situadas à sua frente, recobrando-as como uma toalha, é denominada de nappe.

(nappe em francês significa toalha). Nos casos mais notáveis, a unidade superior ao contato anormal ou de recobrimento pertence a um domínio paleogeográfico distinto do domínio da unidade inferior àquele contato.

De um modo geral, as nappes podem ser classificadas geometricamente em duas grandes categorias: nappes de recobrimento, que se originam de dobras recumbentes de grande amplitude, e os mantos de carreamento, que resultam do exagero de dobras-falhas. As primeiras são grandes dobras recumbentes podendo apresentar um flanco inverso estirado ou cisalhado, mas sem ruptura, de acordo com os exemplos alpinos. As nappes de carreamento, por outro lado, apresentam em sua base um plano de ruptura, denominado de superfície de carreamento ou contato anormal, geralmente sub-horizontal, podendo ser plano ou ondulado.

As nappes de carreamento, segundo TERMIER(1906) podem ser de dois tipos: do primeiro e do segundo gênero. As nappes de carreamento do primeiro gênero são estruturadas por amplas dobras recumbentes, com flancos inversos adelgaçados por estiramento. As nappes desse tipo mais conhecidas são as nappes Helvéticas dos Alpes e as mais problemáticas as da Montanha Negra na França, das quais existe praticamente o seu flanco inverso.

As nappes de segundo gênero, originam-se a partir de uma superfície de ruptura sub-horizontal, não são formadas por dobras, não possuem correntemente flanco inverso, nem charneira frontal em anticlinal. Tais nappes são as mais generalizadas, tendo-as BERTRAND(1944), denominado de nappes de cavalgamento. As nappes presentes no pré-cambriano paranaense, especialmente na área estudada, são desse tipo.

Um lençol, ou manto de rochas é o volume de rocha limitado em sua base por uma falha de empurrão. Uma convenção útil é atribuir o nome da falha ao manto de rocha, cujo nome estende-se até encontrar-se outra falha de empurrão. Um lençol pode ter uma estratigrafia, um estado de deformação ou grau metamórfico distinto daqueles adjacentes, e o não reconhecimento dessas estruturas, traz grandes confusões na estratigrafia de uma área.

9.2 SEQUÊNCIA DE DESENVOLVIMENTO

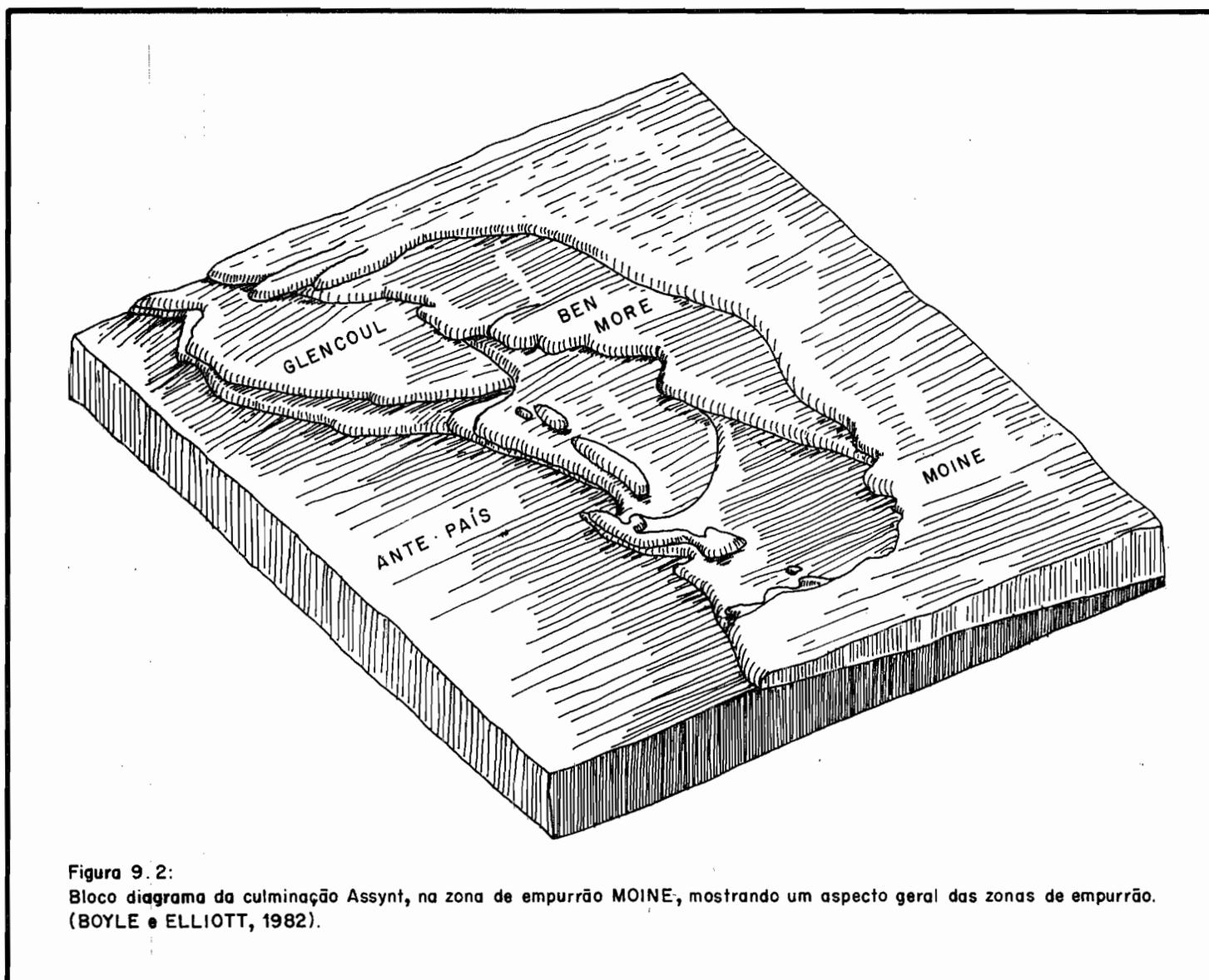
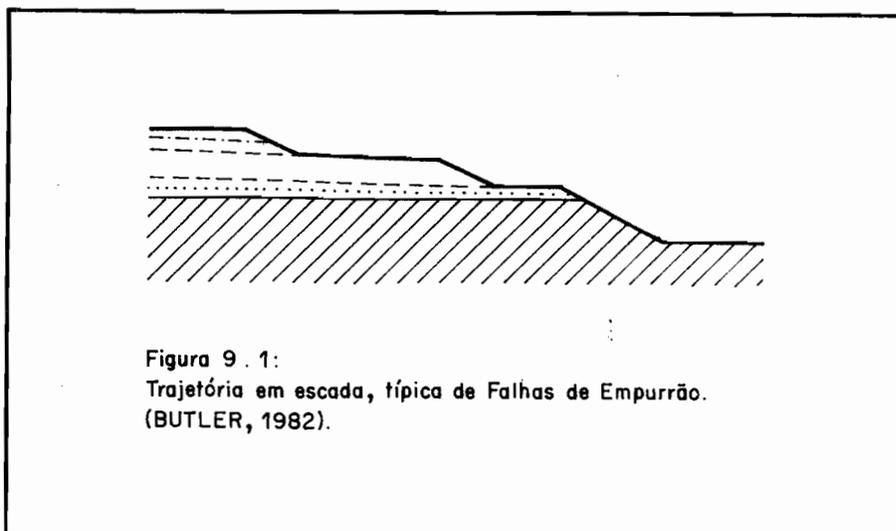
Em um cinturão de empurrão existem dois lados distintos. Um lado é a zona interna ou "Hinterland" (pós-país), e o outro, além da zona externa e da margem do cinturão, o ante-país ou "forland" (FIG 9.2).

O modelo de desenvolvimento de uma série de falhas de empurrão, segundo uma progressão em direção ao ant-país é baseado em uma série de gráficos desenvolvidos experimentalmente por BOYER (1978). Nesse experimento, o autor construiu um modelo idealizado, baseado nas dimensões e ângulos observados em duplex naturais, assumindo uma deformação plano, dimensões constantes das camadas e dobras do tipo "Kink" (FIG 9.3).

No estágio inicial um plano de falha de empurrão principal com um deslocamento S_0 corta a secção estratigráfica, passando de um horizonte inferior a outro superior, formando uma rampa (FIG 9.3A). Em seguida, há uma propagação de falha de empurrão horizontal no nível inferior, mais à frente da primeira rampa formada, repetindo-se o estilo de falhamento da primeira com um deslocamento S_1 , e formando uma segunda rampa. A nova falha junta-se à primeira, após uma certa distância, limitando entre ambas um bloco de rochas. Ao bloco de rochas limitado por falhas é dado o nome de "horse"; onde diversos "horses" são formados, a estrutura resultante é conhecida como "zona de duplex". Quando as falhas de empurrão não se juntam para formar uma falha no topo do bloco, a zona é conhecida como "zona imbricada".

Na FIG 9.3B nota-se que o deslocamento é transferido para uma nova falha, situada novamente no nível inferior; o trecho da falha no nível superior é desativado, sendo incorporado passivamente à zona de duplex, que tende a crescer sucessivamente, como mostrado na FIG 9.3C pela repetição do processo. O novo "horse" e a porção inativa da falha de empurrão são dobrados segundo um padrão em "Kink", sobre a rampa. O movimento é transferido para uma nova falha no plano inferior, e o processo é repetido.

Após o desenvolvimento de diversas falhas subsidiárias, o duplex adquire duas feições características: dobras alongadas dentro de cada "horse" imbricado, com o acamamento localmente paralelo às falhas subsidiárias, camadas relativamente indisturbadas acima do plano de empurrão basal e a mesma unidade estratigráfica no bloco cavalgante. A secção estratigráfica é dobrada na área de cada rampa, havendo repetição de camadas (BOYER e ELLIOTT, 1982).



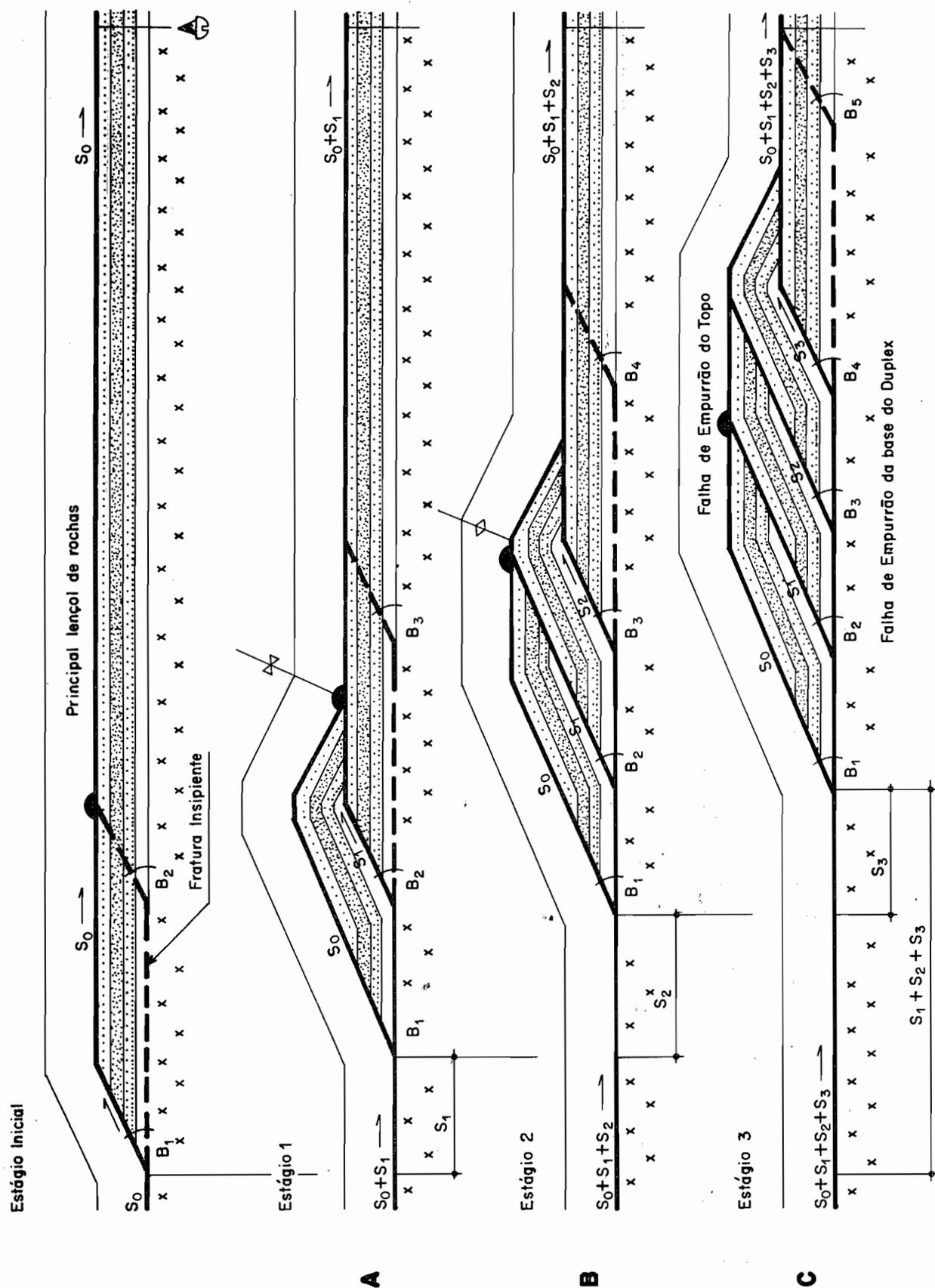


Figura 9 . 3:
Esquema ilustrativo do desenvolvimento de um duplex. É um modelo experimental, tendo-se assumido uma deformação plana e dobramento do tipo "Kink" (BOYER e ELLIOTT, 1982).

À medida que as secções duplicadas entram em uma nova rampa, o limbo do anticlinal que se forma na frente do empurrão, retorna à horizontal, e a dobra é aberta ou desdobrada (FIG 9.3).

9.3 PROPOSIÇÃO DE UM MODELO TECTÔNICO PARA PRIMEIRA FASE DE DEFORMAÇÃO

A primeira fase de deformação que afetou as rochas da área, deu-se em condições dúcteis, gerando uma intensa e generalizada foliação S_1 , disposta essencialmente paralela ao antigo acamamento sedimentar S_0 .

A deformação dúctil pode ser considerada de uma forma conveniente, em termos de uma interação entre cisalhamento puro e simples progressivo. Exemplos naturais onde a deformação se deu por um desses processos sem a contribuição de outro são relativamente raros, especialmente no caso de cisalhamento puro progressivo (BELL, 1978).

Parece haver consenso geral entre os estruturalistas no sentido de considerar o processo de cisalhamento puro como sendo o principal processo formador de faixas de dobramento. Por outro lado, em zonas de cisalhamento, o principal processo de deformação, ao menos nas fases mais tardias, é essencialmente o cisalhamento simples, ou rotacional. No primeiro caso, desenvolvem-se abundantes dobras, com ou sem foliação S_1 plano axial, dependendo da intensidade de deformação. No segundo, a foliação S_1 é bem desenvolvida, porém as dobras ocorrem subsidiariamente.

O estilo de deformação induzido pelo processo de cisalhamento simples é típico das zonas de cisalhamento ou "shear zones". As "shear zones" podem tanto se relacionar a falhamentos transcorrentes como a falhamentos de empurrão, podendo variar bastante em largura, desde alguns centímetros (RAMSAY e GRAHAM, 1970) até vários quilômetros. Quando diversas zonas de cisalhamento ocorrem associadas, formando uma faixa de largura considerável (às vezes com mais de uma centena de Kms), tem-se um cinturão ou faixa de cisalhamento ("shear belt").

Três grupos de hipóteses podem ser usadas para explicar o tipo de deformação envolvido na formação de zonas de cisalhamento, e por extensão, das faixas de cisalhamento (BELL, 1978):

(1) As zonas de cisalhamento são o produto de cisalhamento simples progressivo associado com empurrões (BARBER, 1965; BRYANT e REED, 1969; RAMSAY e GRAHAM, 1970; ESCHER e WATTERSON, 1974;

STOWE,1974; ESCHER et al,1975; WILKINSON et al,1975; BALK et al , 1975; COWARD,1980, SANDERSON,1980.

(2) As zonas de cisalhamento são o produto de intenso' achatamento (cisalhamento puro) não relacionado necessariamente a' movimentos translacionais de larga escala (JOHNSON,1967; DALZIEL e BAILEY,1968; MAX e DHONAY,1971; McLEISH,1971; ROSS,1973; MEDLIN e CRAUFORD,1973; STIREWALT e DUNN,1973; ROUSSEL,1975; REKS e GRAY , 1982.

(3) As zonas de cisalhamento são o produto de alguma ' forma de combinação de cisalhamento puro e cisalhamento simples. , HOSSACK,1968; JOHNSON,1968; McLEISH,1971; NICOLAS et al,1973; THAKUR,1974; NICOLAS E BOUDIER,1975; HOBBS e WILKIE,1976; BELL,1978 ; SANDERSON,1982; SIMPSON,1983; KLIGFIELD e CRES DI,1984; e ainda ' KLIGFIELD et al,1981.

Acreditamos que o mais provável para a presente área de estudo, é a terceira possibilidade. Dessa forma, a deformação en - volve no início, um processo de cisalhamento puro, seguido de um ' processo de cisalhamento simples, com gradual incremento de inten - sidade. Associado com o gradual incremento da deformação por cisa - lhamento simples, pode haver um aumento na taxa de endurecimento ' da rocha, que pode levar à transposição entre deformação dúctil e deformação rígida.

As FIGs 9.4A e B ilustram o estilo estrutural associado à primeira fase de deformação da área. Dessa forma, tem-se a forma ção de estruturas tipo duplex, limitadas acima e abaixo por falhas de empurrão principais, e com blocos internos ou "horses" separados por falhas de empurrão secundárias. O sentido geral de deslocamen - to é aqui admitido como provindo dos quadrantes norte para os qua - drantes sul, uma vez que nos parece improvável empurrões no senti - do contrário, pois envolveria uma vergência no sentido embasamento bacia sedimentar. Em outras palavras, é mais provável que os meta - sedimentos Açungui tenham sido empurrados sobre o embasamento cris - talino quando do fechamento da bacia, do que o contrário. Assim ' sendo, o embasamento cristalino seria o ante-país ou "foreland" e o Grupo Açungui, o pós-país ou "hinterland", conforme referido an - teriormente.

A sequência de desenvolvimento do duplex, ou da forma - ção dos "horses" é no sentido indicado pelos algarismos romanos , que se referem aos blocos tectônicos do mapa geológico-estrutural.

A principal zona de cisalhamento da área é a Falha do

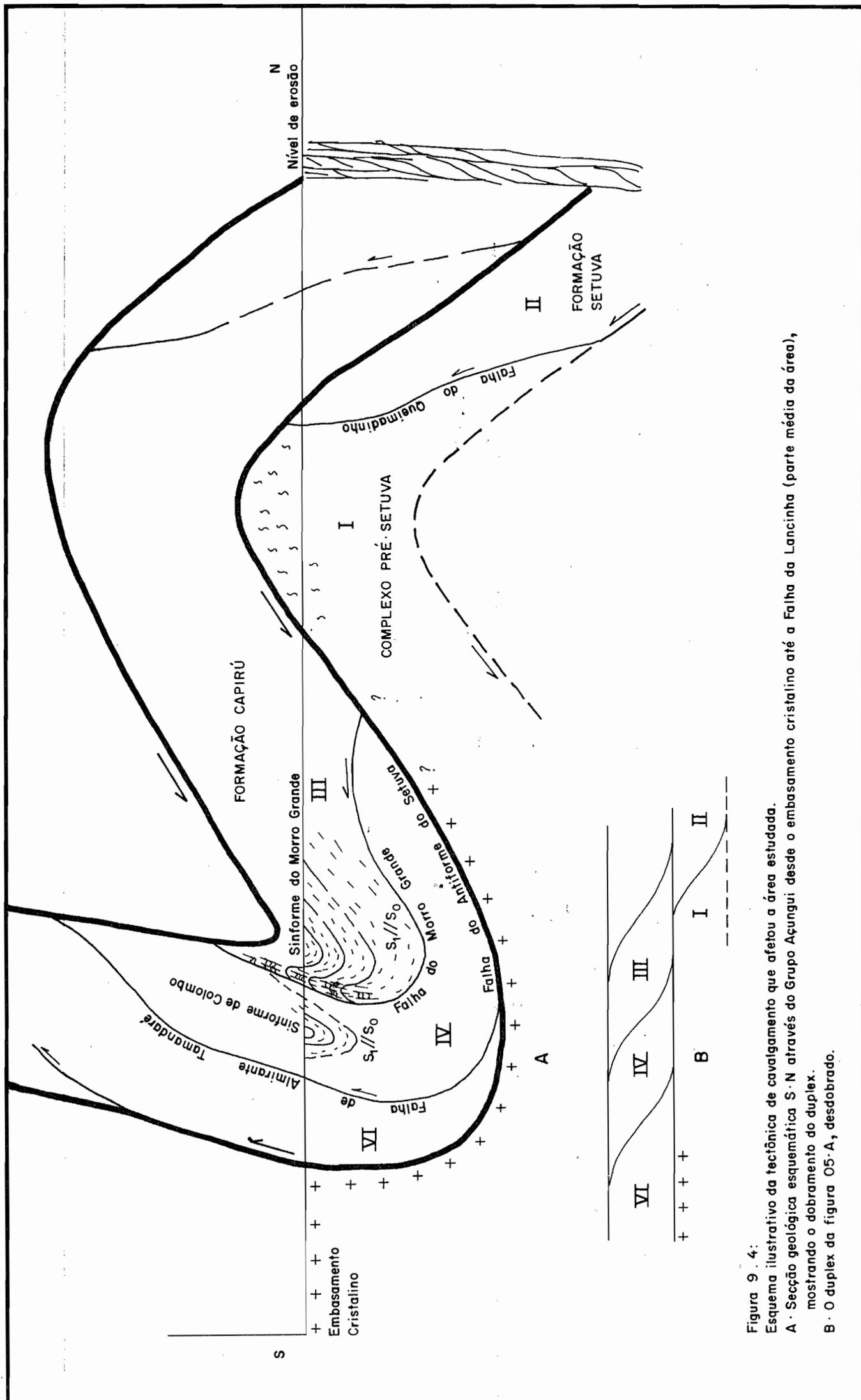


Figura 9 . 4:
 Esquema ilustrativo da tectônica de cavalamento que afetou a área estudada.
 A - Seção geológica esquemática S-N através do Grupo Açungui desde o embasamento cristalino até a Falha da Lancinha (parte média da área), mostrando o dobramento do duplex.
 B - O duplex da figura 05-A, desdobrado.

Antiforme do Setuva, com uma largura de cerca 2.000 m em mapa. Na realidade, como o mergulho é da ordem de 30-50°, sua espessura reduz-se a cerca de 1.300 m. Além dessa espessura significativa, é também a zona que apresenta rochas mais intensamente deformadas, podendo ser consideradas como verdadeiros milonitos (FOTO 9.1), tal o esmagamento e estiramento de grãos minerais que apresenta. As demais falhas de empurrão na área apresentam uma foliação bem desenvolvida, podendo ser caracterizadas por uma transposição intensa, mas sem terem gerado milonitos. Assim sendo, a Falha do Antiforme do Setuva, é considerada nesse trabalho, como uma falha do tipo "roof ou floor thrust", limitando ou a base ou o topo de uma estrutura tipo duplex. As demais falhas de empurrão da área, como a do Morro Grande, Almirante Tamandaré, das Aranhas e do Chopin no Bloco Tectônico E, são consideradas aqui como falhas secundárias, e portanto, dispostas transversalmente em relação aos empurrões principais da sola ou do topo de um duplex.

Assim sendo, a Falha do Antiforme do Setuva é vista como uma falha de empurrão principal, situada na sola do duplex que contém a Formação Capirú. Junto à Falha da Lancinha, esta afeta litologias do Grupo Setuva, que se situam em sua base, para logo a seguir, afetar litologias do Complexo Pré-Setuva, como é visto no Anticlinal do Setuva.

A partir da Falha do Antiforme do Setuva, desenvolvem-se sucessivas ramificações, cortando em bisel a sequência estratigráfica, e que deverão se unir a uma outra falha de empurrão maior, situada no topo do duplex. Esta última não se apresenta na área mapeada, por se situar acima do nível de erosão atual.

O fenômeno do corte em bisel das unidades litológicas do Grupo Capirú, é uma feição típica, conforme já referidos ao longo das Falhas de empurrão da área, especialmente no caso das Falhas de Morro Grande e das Aranhas. As falhas principais, do topo e da sola do duplex, seguem níveis menos resistentes, dispendo-se geralmente paralelas ao antigo acamamento sedimentar.

A foliação S_1 da área é o resultado das falhas de empurrão principais da área, estando disposta de um modo geral, conforme verificado no campo, paralela a S_0 . Nas áreas onde afloram falhas subsidiárias do duplex, há uma geração de nova foliação paralela à essas falhas, que se desenvolve durante o mesmo evento tectônico, porém é algo mais tardia em relação aos trechos da falha principal do duplex, que acabam por ficar inativos, à medida que avança o processo de formação de "horses" no sentido do deslocamento.

Dessa forma, ao longo dessas linhas na topografia, ocorre um processo generalizado de transposição de uma foliação S_1 (geralmente paralela a S_0), por uma foliação S_2 , de caráter local, não se estendendo por toda área. O processo de transposição em alguns casos é muito intenso, ficando difícil a identificação de S_1 ; em outros casos, é menos intenso e S_1 é identificada facilmente dentro de microlitons (FIG 8.1).

Geneticamente associadas à foliação S_1 , desenvolvem-se dobras de uma primeira geração (D_1), com a foliação S_1 disposta em posição plano-axial. Essas dobras variam em perfil desde fechadas a isoclinais, e de tamanhos reduzidos, da ordem de alguns centímetros até decimétricas. Tem o aspecto de dobras intrafoliares, e como característica marcante apresentam um dos flancos falhado. Tratam-se, na realidade, de pequenas dobras-falhas, e são mais facilmente vistas nos filitos grafitosos, estando praticamente ausentes em outras litologias.

O plano de falha associado às dobras dispõem-se paralelamente à foliação S_1 , e portanto, paralelamente ao plano axial das dobras D_1 . O sentido de deslocamento que pode ser verificado pelos deslocamentos de níveis mais característicos dos filitos, é anti-horário, quando visto em planos de falha verticalizados, como é o caso no flanco sul do Sinforme do Morro Agudo.

Outro aspecto importante, relacionado ao estilo de deformação evidenciado na presente área de estudo, é a extremamente grande variação da intensidade de deformação, vista mesmo em um pequeno afloramento. Esse fenômeno, acha-se representado na FOTO 9.2, onde observam-se níveis de quartzito e níveis de filito intercalados. O quartzito é de granulometria média, mal selecionado, mal arredondado e sem orientação perceptível à vista desarmada. Por outro lado, os níveis de filitos apresentam-se intensamente foliados, havendo uma nítida concentração da deformação ao longo dos níveis de litologias mais competentes, que serviram como lubrificantes para o deslocamento diferencial entre as litologias. Ainda nesse mesmo afloramento, pode-se notar dentro de microlitons mais espaçados, formados por uma foliação S_2 , a presença de uma foliação S_1 pré-existente, parcialmente transposta em paralelismo com S_2 .

A presença da Falha do Queimadinho, de menor envergadura que a Falha do Antiforme do Setuva, aliada à terminação do Bloco II, voltado para oeste, faz supor a presença de outra falha de empurrão principal situada em profundidade, e grosseiramente para-



FOTO 9.1 - Aspecto do milonito-gnáisse da zona apical do Antiforme do Setuva. A amostra tem 12cm de comprimento.



FOTO 9.2 - Aspecto de intercalações de quartzitos e filitos. Os filitos mostram uma nítida orientação com um forte desenvolvimento de uma foliação S_1 . Os quartzitos não mostram nenhuma orientação visível a olho nú.

lela ã do Antiforme do Setuva. A Falha do Queimadinho representa ' nesse caso, uma falha de segunda ordem, ligando a Falha do Antifor me do Setuva ã outra, situada em posiçãõ inferior. Existe a possi- bilidade dessa nova falha de empurrãõ representar o limite entre o Complexo Prẽ-Setuva e o Embasamento Cristalino. No entanto, nãõ há provas diretas dessa falha na área estudada. A Falha do Queimadi - nho, coloca em contato tectõnico, litologias da Formaçaõ Setuva ' com litologias do Complexo Prẽ-Setuva. Este contato, mais em pro - fundidade passa da Falha do Queimadinho para uma maior, porẽm es - condida. As Falhas de Morro Grande, Almirante Tamandarẽ, das Ara - nhas e do Chopin, colocam em contato tectõnico, diferentes unida - des ou blocos da prõpria Formaçaõ Capirũ; a Falha do Antiforme do Setuva coloca em contato tectõnico mãrmores do Grupo Setuva com ' gnãisses e migmatitos do Complexo Prẽ-Setuva. O deslocamento das ' litologias da Formaçaõ Capirũ por sobre o Complexo Prẽ-Setuva, cau - saram a intensa deformaçaõ verificada na zona de falha que bordeja o Antiforme do Setuva, que pela largura e intensidade aparente de deformaçaõ, faz supor um deslocamento bastante grande a partir do sítio de deposiçaõ original dessa Formaçaõ.

Apõs a formaçaõ do duplex acima mencionadõ, advem uma ' fase de dobramento na área e que causa um dobramento da foliaçaõ ' S_1 . As dobras dessa fase sãõ geralmente fechadas a isoclinais, com eixos voltados para sudoeste e com mergulhos em torno de 20°. Esta fase causa um dobramento no duplex anteriormente formado, como ' pode ser visto de forma esquemãtica na FIG 4A. Atravẽs dessa fase ' de dobramento, os antigos planos de cavalgamento, possivelmente em posições sub-horizontais, adquirem atitudes variãveis, geralmente ' com valores altos de mergulho. O baixo ângulo de mergulho dos ei - xos dessas dobras, no entanto, depõem a favor de uma pretãrita ' posiçãõ sub-horizõtal dos planos de S_1 .

Diversos perfis geolõgicos foram traçados na área, es - tando representados no anexo 4. Nas secções B-B', C-C' e D-D', pode-se observar parcialmente o padrãõ em duplex, ou imbrica - do, das falhas de empurrãõ identificadas na área. Nessas secções a falha de empurrãõ indentificadas na área. Nessas secções a falha ' do Antiforme do Setuva representa uma "floor thrust", a partir da qual, partem diversas ramificações que cortam em bisel a coluna ' estratigrãfica, como sãõ os casos das Falhas do Morro Grande e Al - mirante Tamandarẽ. O sentido geral de transporte compatível ã geo - metria dos falhamentos ã de norte para sul, nãõ sendo no entanto possível, atẽ o momento, definir com maior precisãõ os quadrantes ' em que se deu a movimentaçãõ principal.

Na secção C-C', pode-se observar melhor a natureza do Sinforme do Morro Grande. Essa estrutura é considerada como de segunda geração, originada concomitantemente ao Antiforme do Setuva, e devida ao dobramento das falhas de baixo ângulo pré-existentes. Esse dobramento causa uma forte inclinação na xistosidade S_1 , paralela a S_0 , mascarando a posição espacial original dessa foliação.

No sinforme do Morro Grande pode-se notar um importante aspecto estratigráfico, com o banco de metacalcários sendo sucedido estratigraficamente por um banco de filitos com intercalações de quartzitos finos. Na realidade, notam-se intercalações de filitos e de quartzitos nos metacalcários desde suas porções mais inferiores, porém são mais estreitas e mais raras. Para o topo, surgem alguns bancos mais possantes de quartzito fino que se intercalam com metacalcários, sendo, a seguir, sucedidos por uma franca ocorrência de metapelitos, nos quais ocorrem filitos grafitosos. Esta sucessão parece-nos ser indicativa de um gradual aprofundamento da bacia de deposição do Grupo Açungui, passando, inclusive, a condições mais restritas de circulação, uma vez que os estromatólitos observados em níveis dos metacalcários da Formação Capirú, indicativos de águas rasas, situam-se próximos ao topo do banco de metacalcários, ou seja, próximo ao contato basal da sequência de metapelitos e quartzitos que constituem o Sinforme do Morro Grande. Os níveis de filito grafitosos indicariam condições de circulação mais restrita das águas da bacia, e de pouca luminosidade em contraposição as águas mais rasas e iluminadas indicadas pela presença de estromatólitos no topo dos metacalcários. Não há indicações de que essa sequência estratigráfica esteja estruturalmente invertida; pelo contrário, algumas evidências como possíveis fendas de ressecamento e a posição dos estromatólitos nos metacalcários indicam uma sequência estratigráfica normal.

10. ANÁLISE GEOMÉTRICA

(Autor: ALBERTO PIO FIORI)

Neste capítulo tratar-se-á da análise de dados estruturais tanto planares como lineares, coletados principalmente pelas diferentes equipes de trabalhos de graduação da UFPr. Onde possível, utilizaram-se diretamente os diagramas de contornos de polos de foliação e de lineações constantes nos relatórios de graduação, procedendo-se antes à algumas correções necessárias ao melhor acabamento dos mesmos. Em diversas áreas, os diagramas foram elaborados nesta oportunidade, pela compilação dos dados estruturais constantes nas cadernetas de campo, uma vez que diversas turmas, especialmente do ano de 1979, não os apresentaram. Nas principais estruturas da área, como sinformes e antiformes mapeados foram elaborados diagramas específicos a partir de dados dos alunos graduados e de novos dados, obtidos durante os trabalhos de campo das equipes do convênio.

Diversos problemas existem no melhor aproveitamento dos dados, entre os quais, citam-se a nem sempre precisa definição das medidas obtidas, havendo confusão entre S_1 e S_2 e entre S_2 e a foliação cataclástica de direção noroeste (relacionada às falhas antitéticas); à falta de maior número de dados sobre estruturas lineares, como eixos de dobras, lineações minerais, etc; à falta de discriminação entre dados estruturais da primeira, segunda ou terceira fase de dobramentos, e à nem sempre adequada compartimentação da área, que idealmente deveria ser feita em função da homoge-

neidade dos dados estruturais.

Para uma melhor visualização dos dados estruturais da área, elaborou-se o mapa de dados estruturais, em anexo. Neste mapa, constam as áreas das equipes de graduandos, discriminadas pelo número da turma, semestre e ano, e tida como uma sub-área de comportamento homogêneo da foliação S_1 . Dentro de cada sub-área, colocou-se o diagrama de contorno de polos de S_0 paralelos a S_1 , determinando-se o eixo β das guirlandas parciais ou completas. Ao todo foram tratados 2.665 dados estruturais que evidenciam padrões de deformação muito complicados, resultantes de deformações superpostas. Alguns diagramas de estruturas lineares não constantes no mapa de dados estruturais por falta de espaço, serão apresentados em separado neste capítulo.

10.1 BLOCO E

No Bloco Tectônico E, situado a Sul da Falha da Lancinha, tem-se o maior número de dados, totalizando 19 diagramas de contorno de polos de S_1 , paralelo a S_0 , e envolvendo 2.171 dados estruturais. Como característica fundamental, mostram uma distribuição em guirlanda parcial, em alguns casos, em guirlanda completa, com os exemplos mais notáveis sendo os diagramas IV-29/82 ; VI-29/82 e VI -29/82, além daquele do Sinforme do Morro Grande. Em todos os casos é possível determinar estatisticamente o eixo de dobramento de cada sub-área, obtendo-se valores entre S34W e N84W, com caimentos para sudoeste e noroeste, com valores variáveis entre 89 e 309, excessão feita ao diagrama IV-19/80, situado no interior do Antiforme do Setuva, que fornece um valor de $\beta = S58E/89$ (ver Quadro 10.1). O diagrama VI-29/79, representando dados estruturais coletados nas rochas do Embasamento Cristalino, permite uma dupla interpretação, obtendo-se um eixo estatístico β_1 , de atitude S63W/10 e um eixo β_2 de atitude N62E/109. Há possibilidade do eixo β se apresentar suavemente ondulado nessa área, mergulhando ora para sudoeste, ora para nordeste. O diagrama da FIG 10.1, apresenta todos os eixos β ; tanto das diversas sub-áreas, como das estruturas sinformais e antiformais mapeadas no Bloco E, sendo notável a grande concentração de dados no quadrante SW. O valor médio de β , tem uma atitude em torno de S70W/159.

De um modo geral, os dados de S_1 e S_0 para o Grupo Açungui (Formação Capiirú) são bastante consistentes, mostrando um padrão de distribuição estatístico relativamente simples e constante

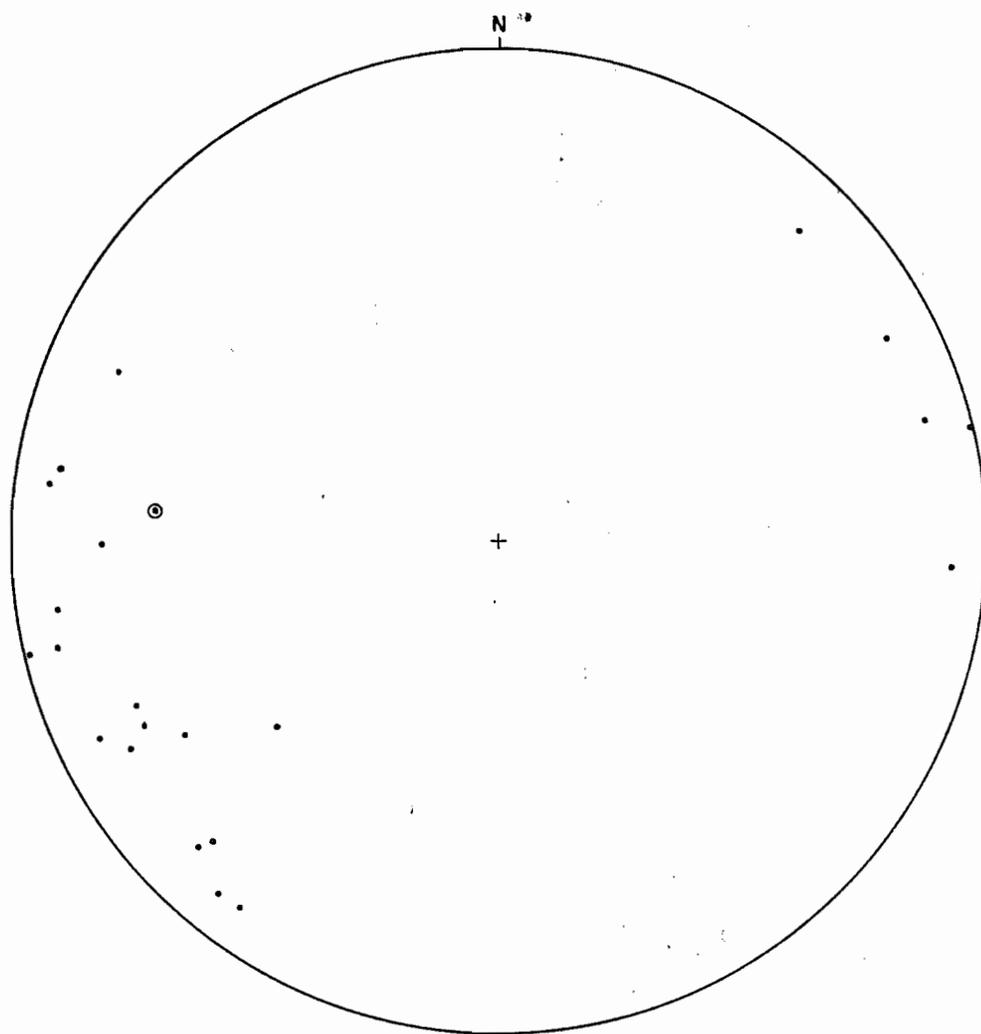


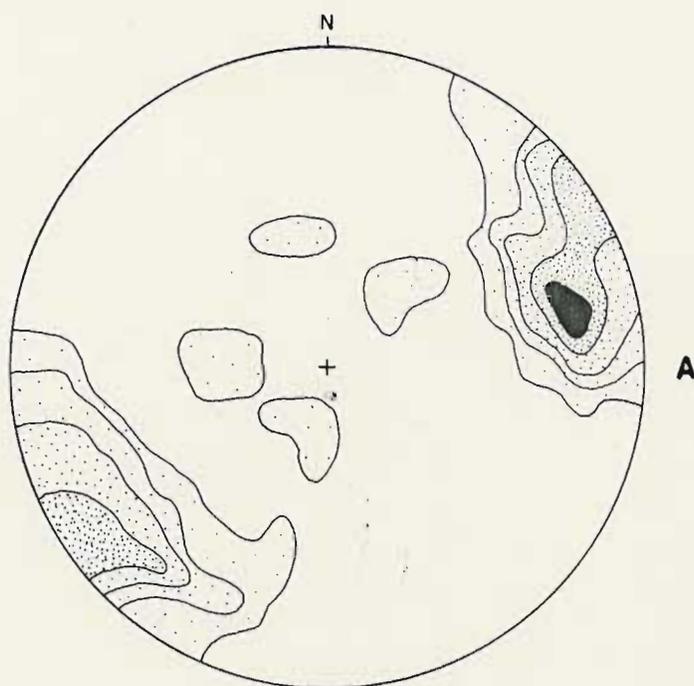
Figura 10-1:
Diagrama com os eixos β determinados no bloco tectônico E. (24 eixos β).

para todo o Bloco E. Como as guirlandas parciais ou completas são desenhadas pela foliação S_1 , conclui-se que esta foliação está dobrada, e, portanto, representa a segunda fase de dobramento da área. Os eixos estatísticos β , representam os eixos da segunda fase de dobramento.

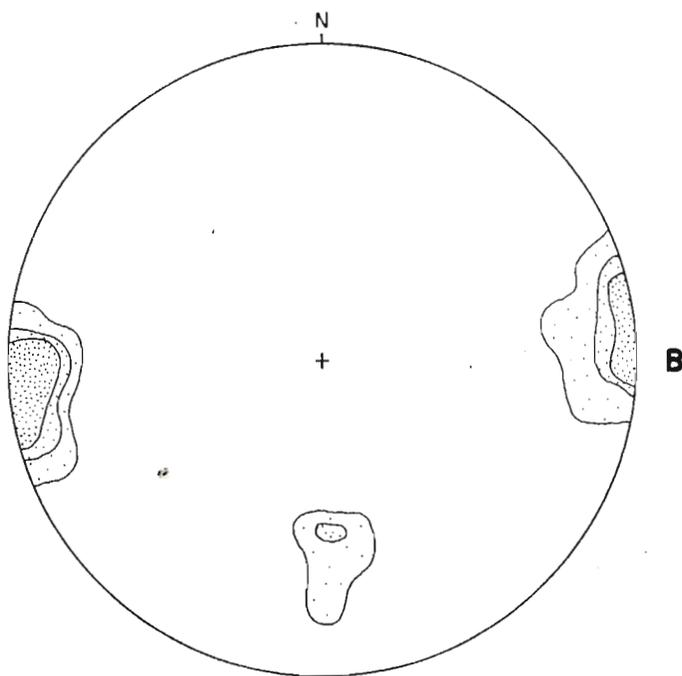
Na maioria dos diagramas notam-se uma maior concentração de polos correspondentes a planos de direção nordeste e mergulhos voltados para sudeste. Este fato é indicativo de uma assimetria das dobras da segunda fase, com um flanco maior ou predominante, mergulhando para sudeste. O flanco mergulhando para noroeste, é de menor tamanho, fornecendo estatisticamente, um menor número de dados. Além disso, existe a possibilidade dessas dobras apresentarem uma certa vergência para noroeste. Nas proximidades da Falha da Lancinha, parece haver uma maior concentração de polos no quadrante sudeste, indicando não só uma tendência à verticalização, como também à inversão de mergulhos, com predomínio de valores para norte-noroeste. As dobras D_2 são geralmente fechadas em perfil, a julgar pelo ângulo interflanco que pode ser recuperado em diversos diagramas, com valores médios da ordem de 30° . Em algumas sub-áreas foram coletados dados de lineações, como eixos de dobras da segunda fase, e lineações de intersecção, apresentados nas FIGs 10.2, 10.3, 10.4 e 10.5.

A FIG 10.2 representa essencialmente eixos de microdobras e de crenulações, obtidos pela equipe IV-29/83, situada a sul de Bocaiúva do Sul; as FIGs 10.3 e 10.4, representam eixos de microdobras e lineações de intersecção da sub-área II-29/83, situada a norte de Bocaiúva do Sul; e a FIG 10.5, representa dados de lineações minerais, obtidas no flanco sul do Sinforme do Morro Grande. Na primeira (10.2A), notam-se duas concentrações maiores de eixos de microdobras e lineações b , nos quadrantes sudoeste e nordeste, indicativa de um suave dobramento dessas lineações, ou então, a formação dessas estruturas lineares em flancos de dobras pré-existentes da Formação Capirú. A concentração de dados no flanco sudoeste é compatível com os valores dos eixos β estatísticos, obtidos nas sub-áreas, conforme visto anteriormente. Os valores nordeste, no entanto, praticamente apresentam a mesma direção daqueles sudoeste, apenas com mergulhos divergentes. Na FIG 10.2B, ainda na Formação Capirú, nota-se o mesmo fenômeno, porém os eixos das microdobras apresentam uma direção dominante W-SW e E-NE, com caimentos de baixo ângulo ($\pm 8^\circ$) tanto para oeste como para leste.

Já os diagramas da FIG 10.3, representando dados de lineações de intersecção e eixos de crenulação do Grupo Setuva

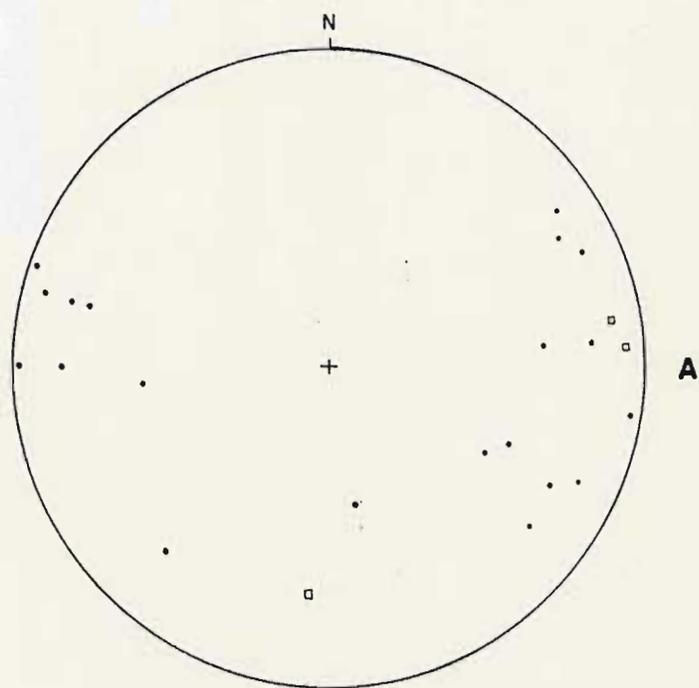


Equipe IV · 2º/1983
51 eixos de microdobras e lineações b.
FM. CAPIRÚ
Curvas: 1 · 4 · 6 · 10 · 14%

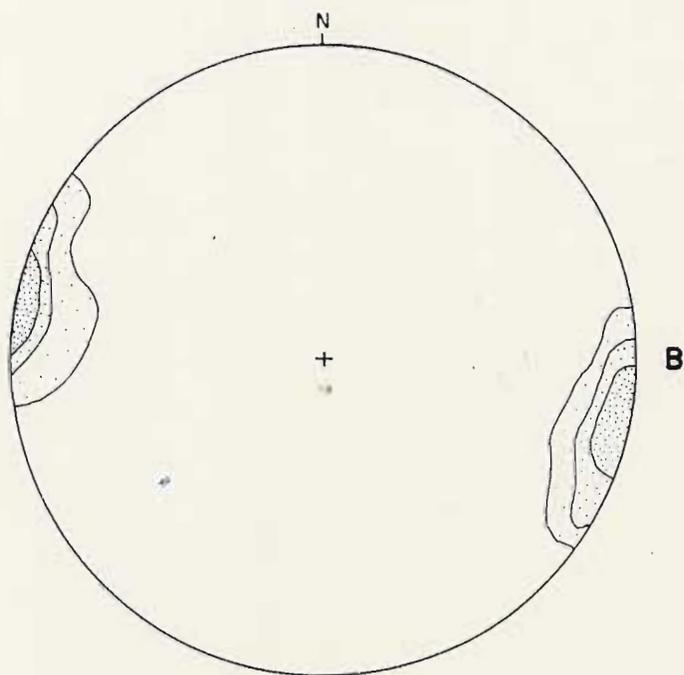


Equipe IV · 2º/1983
20 eixos de microdobras e lineações b.
FM. CAPIRÚ · Canto NW
Curvas: 5 · 10 · 15%

Figura 10 · 2



Equipe II · 2º/1983
• Polos de lineações de intersecção (20)
◻ Polos de lineação mineral (3)
GRUPO SETUVA



Equipe II · 2º/1983
21 eixos b - crenulações
COMPLEXO PRÉ-SETUVA
Curvas: 4,5 · 13,5 · 18,5%

Figura 10·3

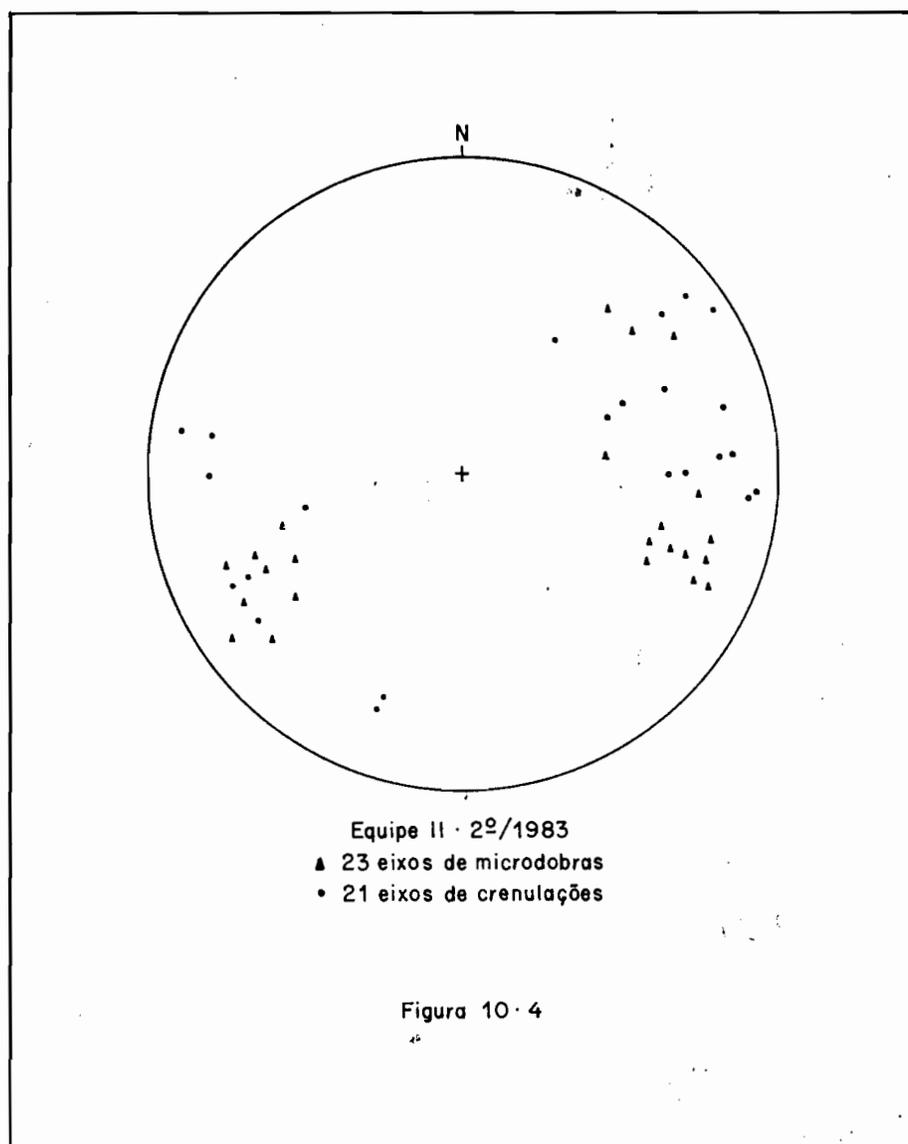
(10.3A) e do Complexo Pré-Setuva (10.3B) mostram uma maior dispersão de dados, especialmente o primeiro, porém com valores compatíveis com aqueles da Formação Capirú. Os eixos β do complexo Pré-Setuva mostram uma concentração maior em W-NW e E-SE, com baixos ângulos de caimento, podendo ser considerados praticamente horizontais. O diagrama 10.4 mostra o mesmo padrão de distribuição dos eixos de microdobras e de crenulação dos diagramas anteriores, com uma nítida concentração dos dados no quadrante sudoeste e outra nos quadrantes NE-SE, com distribuição em torno de E. Os caimentos em todos os casos são de baixo ângulo.

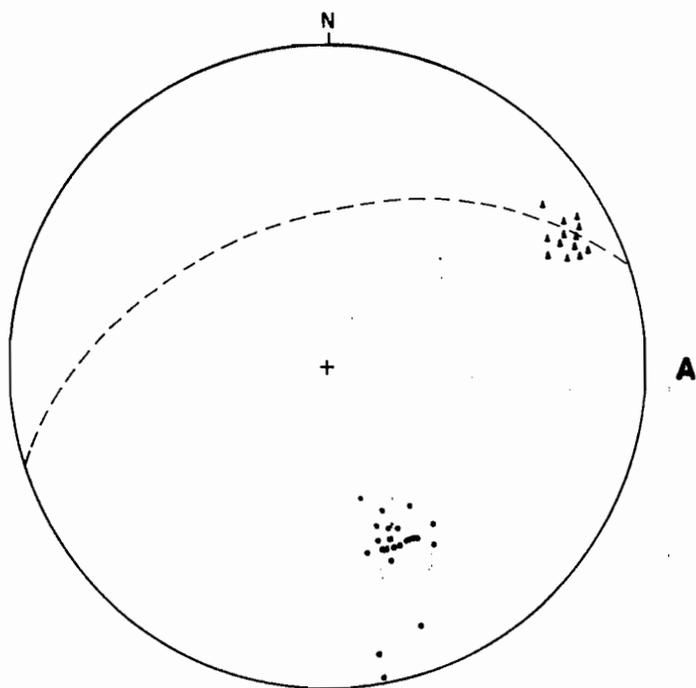
As FIGs 10.5 (A e B) mostram concentrações de lineações minerais obtidas em planos de S_1 , em dois afloramentos do flanco sul do Sinforme do Morro Grande. Nesses casos, observam-se concentrações no quadrante nordeste, indicando um possível paralelismo entre lineações minerais e eixos de microdobras da segunda fase de dobramento. Existe a possibilidade dessas lineações minerais serem de intersecção, explicando-se assim o paralelismo. No campo, no entanto, não pode-se constatar a segunda foliação, a nível mesoscópico, devendo-se investigar a verdadeira natureza dessa lineação a nível microscópico.

10.2 BLOCO D

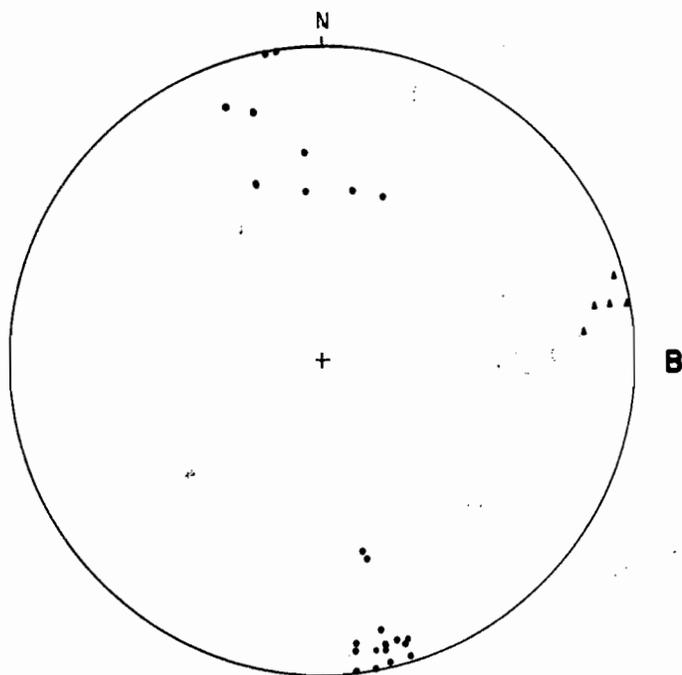
O Bloco D, situado a norte da Falha da Lancinha, apresenta um total de 7 diagramas de contorno de polos de S_1 paralelo a S_0 , envolvendo 494 dados estruturais. Da mesma forma que para o Bloco E, distribuem-se em guirlandas parciais, com eixos β estatísticos apresentando baixos ângulos de caimento (ver Quadro 10.1) situando-se entre zero e 50° . A direção desses eixos é, nesse bloco, predominantemente nordeste, com algumas sub-áreas apresentando eixos β voltados para sudoeste. Este fato pareceu ser indicativo ou de um suave dobramento dos eixos β , ou então, devido ao fato de se situarem em flancos de dobras pré-existentes como o Bloco E. A distribuição dos eixos β , nesse bloco acha-se representada no diagrama da FIG 10.6.

A comparação dos dados estruturais, ou do comportamento da foliação S_1 nos Blocos D e E não mostram diferenças significativas, ao contrário, mostram uma grande semelhança, indicativa da presença do dobramento D_2 em ambos os blocos. Como estão separados pela Falha da Lancinha, essa grande semelhança pode indicar que esta fase de dobramento se deu no final do ciclo Brasileiro, quando os dois Blocos (D e E) já se encontravam aproximadamente nessa





▲ Lineação mineral (13)
• Polos de S_1 (paralelo a S_0)
onde foram obtidas as lineações minerais (23)



▲ Lineação mineral (5)
• $S_1//S_0$ (24)

Figura 10-5

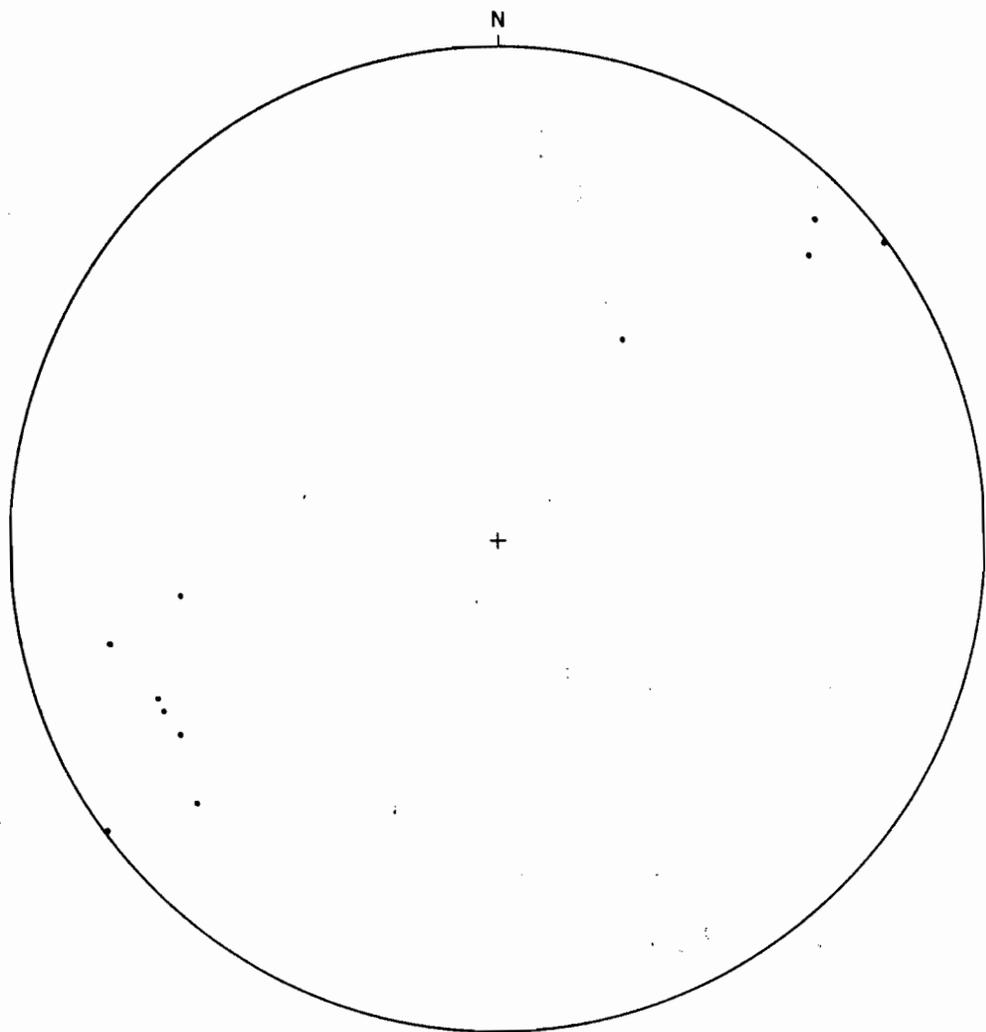


Figura 10-6:
Diagrama com os eixos β , determinados no bloco tectônico D. (11 eixos β).

posição, ou seja, o dobramento se deu aproximadamente quando do cessamento da movimentação da Falha da Lancinha, talvez contemporaneamente às intrusões graníticas.

O fato mais importante a se destacar em relação ao segundo dobramento é o generalizado baixo ângulo de caimento dos eixos β , das lineações de intersecções e dos eixos de microdobras, tanto no Bloco D como no Bloco E. O baixo ângulo de caimento de β é indicativo de uma pretérita posição sub-horizontal da foliação S_1 , admitindo-se um esforço tangencial como o responsável por esse dobramento. Se a foliação S_1 estivesse em posição vertical ou subvertical, os eixos β devido ao dobramento de S_1 por esforços tangenciais deveriam ter atitudes verticais ou subverticais. Estudos estruturais mais detalhados acerca dessa importante questão serão efetuados em etapa posterior.

Q U A D R O 10.1 - QUADRO EXPLICATIVO DOS DIAGRAMAS DO MAPA DE DADOS ESTRUTURAIS

	EQUIPE	TIPO DE ESTRUT.	Nº DE POLOS	ISÓCURVAS (%)	E I X O β	
					β_1	β_2
BLOCO D	II/2º-80	S ₀	69	1,4-2,8-5,7-8,6	N45E/9	-
	III/2º-80	S ₁ //S ₀	x	3-6-9-12-15	N48E/15	-
	IV/2º-80	S ₁ //S ₀	42	5-10-15-20	N44E/12	S44W/16
	V/2º-80	S ₀	281	0,2-1-1,8-2,6-3,4-4,2-5,0	S62W/25	-
		S ₁	81	0,6-2,3-4,0-5,7-7,4	S79W/35	-
	VI/2º-80	S ₀	34	4-9-13-17-22	S48W/20	-
	II/2º-82	S ₀	39	1,3-3,5-5,7-7,9	N58E/25	S74W/20
	III/2º-82	S ₁	31	3-6-9-12-15-18	N32E/50	S64W/25
I/2º-82	S ₁ //S ₀	40	2,5-5-7,5-10-12,5	N53E/hor.	S53W/hor.	
BLOCO E	III/1º-79	S ₁ //S ₀	46	2,2-4,3-6,5-8,7-10,8-13	S76W/8	-
	I-2º/79	S ₁ //S ₀	90	1,1-2,2-3,3-4,4-5,5-6,6-7,7-8,9-10-11,1	S35W/10	-
	VI/2º-79	S ₁ //S ₀	46	2,2-4,3-6,5-8,7	S63W/10	N62E/10
	II/1º-80	S ₁ //S ₀	58	1,7-5,2-8,6-12-15,5-19	N76E/hor.	S76W/hor.
	III/1º-80	S ₁ //S ₀	63	1,6-3,2-4,8-6,3-7,9-9,5	N74E/10	S80W/10
	IV/1º-80	S ₁ //S ₀	40	4-12-20-28	S88E/8	-
	V/1º-80	S ₁ //S ₀	49	2-4,1-6,1-8,2-10,2-12,2-14,3-16,3-18,4	S38W/10	-
	IV/2º-82	S ₁ //S ₀	98	0,5-1,7-2,9-4,1-6,3-7,5	S62W/20	-
	V/2º-82	S ₀	113	1,8-3,6-5,4-7,2-9	S50W/40	-
	VI/2º-82	S ₀	186	0,2-1-1,8-2,6-3,4-4,2-5	N65W/15	-
		S ₁	81	0,6-2,3-4-5,4-7,2	N84W/30	-
	I/2º-83	S ₁ //S ₀	39	2-4-6-8	S65W/20	-
		gnaiiss.	30	3-6-9-12	N80W/10	-
	II/2º-83	S ₁ //S ₀ Agungui	99	1-3-5-7	S44W/15	-
		S ₁ Setuva	58	1,7-5,2-10,3	N84W/8	-
	III/2º-83	S ₁ //S ₀	551	1,5-3-4,5-6-7,5-9-10,5-12	S89W/20	-
IV/2º-83	S ₁ //S ₀	131	2-4-6-8-10-12	S60W/15	-	
	S ₀ N arca	35	2-4-6-8-10-12-14	S58W/26	-	
			2.430			

11. EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA ÁREA (Autor: ALBERTO PIO FIORI)

A evolução geológica que será aqui apresentada, tem por base essencialmente a geologia estrutural. Aspectos estratigráficos, como ambientes de deposição, associações litológicas, ou aspectos metamórficos, como fácies metamórficas, diferentes paragêneses, etc, não serão aqui abordados. Há necessidade de estudos mais aprofundados acerca dessas importantes questões, que em muito contribuirão para a melhor compreensão da geologia da área.

De um modo geral, e ainda preliminarmente, pode-se considerar a deposição da Formação Capirú como tendo ocorrido em ambiente de plataforma, com águas pouco profundas. Para tanto, atestam as estruturas estromatolíticas nos metacalcários, as estratificações cruzadas em certos níveis de quartzito, o bandejamento rítmico em níveis de filitos, e a presença de quartzitos de granulometria grosseira. Por outro lado, observam-se características de águas profundas, ou de circulação restrita, como bancos ou níveis de filitos carbonosos, muito comuns no Bloco Tectônico III. O mesmo ambiente plataformal pode ser considerado para a Formação Votuverava, com predomínio de metasiltitos e filitos, muitas vezes com um bandejamento de aspecto rítmico. No entanto, estromatólitos não foram observados em bancos de metacalcários dessa Formação.

Após a deposição do Grupo Açungui (Formações Capirú e Votuverava) a bacia foi submetida a uma tectônica tangencial, culminando

nando com um forte transporte sub-horizontal das camadas sedimentares. As formações Votuverava e Capirú foram deslocadas de seu sítio original, nesta fase, com um provável transporte no sentido sul. Posteriormente foram redobradas e novamente afetadas por extensos falhamentos de caráter transcorrente.

11.1 PRIMEIRA FASE DE DEFORMAÇÃO

A primeira fase de deformação que atingiu as Formações Capirú e Votuverava e ainda parte do Grupo Setuva, diz respeito a uma tectônica de empurrão, emprestando à área, características de um "trust belt". Nesta fase, os sedimentos das citadas formações foram deslocados de seus sítios originais e posicionados a uma certa distância, tanto sobre o Embasamento Cristalino, como sobre o Complexo Pré-Setuva. É a fase mais importante da área.

O sistema de empurrão que afetou os metasedimentos acima referidos, originou uma família de falhas de empurrão secundárias, dispostas de forma imbricada, que terminam em baixo, em uma falha principal ou "Solé thrust", e acima, em outra falha principal, paralela à primeira, denominada de falha de teto ou "roof thrust", com o sistema formando uma estrutura denominada "duplex" (BOYER, 1978; BOYER e ELLIOTT, 1982).

A principal falha de empurrão detectada na área, é a Falha do Antiforme do Setuva, que constitui uma "Sole thrust". Através desta falha, a Formação Capirú foi deslocada até a posição atual, por sobre o Embasamento Cristalino e por sobre o Complexo Pré-Setuva. As demais falhas presentes no Bloco E, como as Falhas do Sinforme do Morro Grande, de Almirante Tamandaré, das Aranhas e do Chopin, constituem falhas secundárias, que se unem à falha do Antiforme do Setuva e que causaram a imbricação da Formação Setuva, com complicações estratigráficas como duplicações e inversões de camadas.

As dobras geradas durante essa fase são do tipo dobras-falha, apresentando caracteristicamente um flanco falhado. Normalmente a ruptura de um dos flancos é paralela ao plano axial das dobras, que apresentam uma foliação S_1 desenvolvida em posição plano-axial, sendo essa foliação, um aspecto marcante da geologia do Grupo Açungui na área estudada.

A foliação S_1 ocorre em toda a área estudada, afetando a todas as litologias. Apresenta-se disposta paralela ou sub-paralelamente ao antigo acamamento sedimentar, caracterizando-se por

planos sedosos, com sericita finamente desenvolvida. Junto à Falha do Antiforme do Setuva, é representada por uma xistosidade bem desenvolvida, com a rocha, na verdade, podendo ser denominada de milonito xisto, denotando uma intensificação da deformação nessa zona.

A foliação S_1 forma-se paralelamente às falhas transcorrentes principais, havendo uma natural intensificação dessa foliação nas zonas das falhas principais. Localmente, em faixas de largura variável, ao longo das falhas de empurrão secundárias, ocorre uma foliação S_2 , que causa uma reorientação e transposição de S_1 ; essas duas foliações são formadas no mesmo evento de deformação sendo S_2 algo mais tardia que S_1 .

11.2 SEGUNDA FASE DE DEFORMAÇÃO

Posteriormente à formação da foliação S_1 , advém uma fase de dobramento D_2 , caracterizada por dobras de dimensões muito variadas e desenhadas pela foliação S_1 , podendo tanto constituir um evento à parte, como estar relacionado a primeira ou terceira fases de deformação. As dobras D_2 variam bastante em perfil, desde dobras abertas até cerradas. Apresentam frequentemente uma incipiente foliação plano-axial; seus eixos tem baixos ângulos de mergulho, ora voltados para sudoeste, ora para nordeste.

11.3 TERCEIRA FASE DE DEFORMAÇÃO

A terceira fase de deformação está relacionada às grandes falhas transcorrentes da área, como da Lancinha e de Morro Agudo. É representada por diversas estruturas como falhas direcionais antitéticas e sintéticas e dobras de arrasto escalonadas.

O deslocamento ao longo das falhas da Lancinha e Morro Agudo, conforme calculado por FIORI(1985A e B) é respectivamente de 114 e 106 Km. A primeira falha coloca em contato tectônico as Formações Votuverava e Capiru.

Esta fase de deformação pode ser posicionada no tempo com relativa segurança, situando-se no final do ciclo Brasileiro, ou no Proterozóico Superior - início do Fanerozóico. Isto porque afeta parcialmente alguns granitos intrusivos no Grupo Açungui como o do Cerne, Piedade, Morro Grande e Varginha, tidos como do Proterozóico Superior, e os sedimentos anquimetamórficos da Formação Camarinha, tidos como de idade Cambro-Ordoviciano.

A primeira fase de deformação é mais antiga, por não afetar a Formação Camarinha, nem aos granitos intrusivos acima referidos. Temporalmente pode ser posicionada entre cerca de 1.000 m.a., idade tida como de deposição do Grupo Açungui (em base aos estromatólitos, FAIRCHILD, 1977, 1982) e cerca de 650 m.a., idade média dos granitos intrusivos brasileiros. Dessa forma, todas as deformações acima descritas devem ser relacionadas a diferentes fases de evolução do ciclo Brasileiro.

O Complexo Pré-Setuva e possivelmente o Grupo Setuva representam unidades mais antigas, que serviram como substrato para os sedimentos Açungui, devendo estar relacionados a ciclos mais antigos, como o Uruaçuano ou ao Transamazônico, respectivamente do Proterozóico Médio e Inferior. No Complexo Pré-Setuva em sua parte aflorante no Antiforme do Setuva e no Núcleo Betara, ocorrem gnáises e migmatitos, litologias estas estranhas às Formações Votuverava e Capiirú, indicativas de um grau metamórfico mais elevado para essas rochas, especialmente dos migmatitos, que sofreram ao menos uma fusão parcial, não compatível com o generalizado baixo grau metamórfico das citadas formações. Esta fase de migmatização, portanto, deve ser relacionada a um ciclo mais antigo de deformação, possivelmente ao ciclo Transamazônico. Há, no entanto, necessidade de estudos mais detalhados acerca dessa fase, especialmente os de cunho geocronológico.

12. O GRANITO MORRO REDONDO (Autor: EMERSON CARNEIRO CAMARGO)

12.1 INTRODUÇÃO

O objetivo principal ao início deste estudo foi investigar a existência de mineralizações no corpo granítico, bem como as relações destas mineralizações com os vários fácies petrográficos do corpo, e ainda, a presença de feições tectônicas associadas a tais mineralizações.

Procurou-se observar evidências de atividade hidrotermal nas principais lineações, com vistas a determinar características de direcionamento tensional e genético desta. Tal preocupação foi motivada pela existência de uma considerável área mineralizada de argila aflorante no corpo granítico.

Essa mineralização e o seu posicionamento no corpo intrusivo, suscita a possibilidade de percolação de soluções hidrotermais, bem como, grandes semelhanças com o modelo de LOWELL e GUILBERT (1970) de alteração hidrotermal para uma intrusão mineralizada.

12.2 LOCALIZACAO E DIMENSOES DO CORPO

A área de afloramento do granito em estudo, está compreendida na divisa dos Estados do Paraná e Santa Catarina, na latitude 26°00'S e longitude 49°00'W (FIG 12.1).

Apresenta forma geral regional de um paralelepípedo com bordos poligonalizados e curvos; seu eixo maior mede aproximadamente 30 Km na direção NW e o eixo menor 11 Km na direção E-NE.

No Estado do Paraná expõe-se no extremo SE da folha geológica de Tijucas do Sul e extremo SW da folha Colônia Santos Andrade (SG-22-X-D-V-3). No Estado de Santa Catarina expõe-se no extremo NE da folha de São Miguel (SG-22-Z-B-1-2) e no extremo NW da folha de Pirabeiraba (SG-22-Z-B-II-I).

Ao norte é margeado pela BR-376, trecho Curitiba-Joinville, posicionando-se a SE da represa da Vossoroça.

As principais feições de relevo que sustenta são a Serra da Imbira no Paraná e Serra do Quiriri em Santa Catarina.

12.3 METODOLOGIA

Procedeu-se primeiramente a interpretação de fotografias aéreas na escala 1:70.000, com finalidade de levantar as principais feições estruturais. Isto feito, selecionou-se uma área com feições estruturais típicas de mineralização, onde está em funcionamento uma lavra de argila, para ser inicialmente estudada e comparada com as mineralizações do modelo hipotético de alteração hidrotermal de LOWELL e GUILBERT(1970), bem como, verificar os padrões de juntas, veios e vênulas existentes e compará-las com a classificação proposta por HEIDRICH e JITLEY(1982).

A área selecionada foi plotada em fotos aéreas na escala 1:50.000, que foram interpretadas. Essa área do corpo está compreendida em sua porção NW a W da BR-376, no trecho entre Curitiba Joinville, na folha de São Miguel, no Estado de Santa Catarina. A razão da escolha desta área foi seu fácil acesso, bem como o fato de apresentar aflorante uma grande porção mineralizada, possibilitando facilidades de campo para o estudo proposto e servindo de exemplo para o estudo de outras áreas semelhantes neste e em outros corpos intrusivos.

Além disso, realizaram-se trabalhos de campo, com descrição de afloramentos, coleta de amostras para confecção de lâmi-

nas, análises químicas e estudo microscópico e obtenção de fotografias de feições importantes.

No escritório procedeu-se a análise dos dados coletados no campo, estudo das amostras de mineralizações (argila, cassiterita) para o melhor entendimento das porções mineralizadas e tentativa de associação destas mineralizações com estruturas e fácies petrográficas.

12.4 CARACTERIZAÇÃO DOS DIFERENTES FÁCIES PETROGRÁFICOS DA ÁREA EM ESTUDO

Na área estudada encontrou-se três diferentes tipos petrográficos que foram analisados macroscopicamente e microscopicamente.

Estes tipos petrográficos, segundo STRECKEISEN (1967), são classificados como granitos do tipo A e tipo B, que apresentam a seguinte característica:

a) Granito pórfito com quartzo, oligoclásio/andesina, microclínio, biotita, clorita, sericita, hornblenda, epidoto, zircão e opacos. Levando a crer pela presença de hornblenda (traço) e por apresentar magnetita, ser um granito tipo I, segundo CHAPPELL e WHITE (1974).

Os minerais deste fácies encontram-se com suas características óticas mascaradas e extinção ondulante, as hornblendas estão relacionadas com biotita e clorita, evidências que traduzem um fenômeno deformacional posterior a cristalização.

b) Granito equigranular grosseiro, com oligoclásio, quartzo, microclina, clorita, biotita, sericita, epidoto, zircão e opacos.

Embora não ocorra hornblenda na descrição, supõe-se que esta tenha existido, devido haver biotita e epidoto na rocha.

A extinção ondulante do quartzo evidencia possível evento deformacional posterior.

A presença da magnetita e a possível existência de hornblenda leva a crer ser o granito do tipo I, segundo CHAPPELL e WHITE (1974).

c) Alaskito, com textura porfirítica, com quartzo, microclina, oligoclásio, sericita, titanita, epidoto, opacos e cassiterita. Os pórfitos são de quartzo, que ocorrem na forma bipiramidal.

A ocorrência de magnetita classifica-o como granito

tipo I, segundo ISHIHARA(1981).

12.5 CARACTERIZAÇÃO DAS MINERALIZAÇÕES ASSOCIADAS AO CORPO INTRUSIVO

O corpo intrusivo em apreço compõe a região-tipo do Maciço Joinville, segundo HASUI et al(1975) (FIG 12.2). Ocupando o Compartimento Paranaguá (FIORI et al,1984), apresenta lineamentos preferenciais NE.

Esses lineamentos na região estudada encontram-se preenchidos por argilas, destacando-se diáclases do tipo J_2 e J_3 da classificação de HEIDRICK e TITLEY(1982).

As juntas tipo J_2 aparecem preponderantemente no fácies granito pórfiro (FOTO 12.1), enquanto as diáclases tipo J_3 predominam no fácies granito equigranular grosseiro (FOTO 12.2). No fácies alaskítico não ocorre um tipo predominante de juntas, contudo, as existentes estão preenchidas por argilas.

A mineralização de argila, cobre extensa área da porção estudada do corpo intrusivo (FOTO 12.3), tendo sua parte central situada em uma depressão topográfica característica, a qual é bem evidenciada em fotografia aérea.

Observou-se no campo, que a mineralização de argila está relacionada com o fácies granito equigranular grosseiro, bem como, a presença neste fácies de argilas provenientes da alteração dos feldspatos, além daquelas ocupantes dos planos de diáclases.

Da argila desta mineralização foram confeccionadas análises químicas e microfotografias.

Como resultado da análise química do material seco a 100%, obteve-se:

- a) Perda ao rubro: 14,63%;
- b) Sílica (SiO_2): 45,10%;
- c) Óxido de alumínio (Al_2O_3): 38,78%;
- d) Óxido de ferro (Fe_2O_3): 0,95%;
- e) Óxido de Cálcio (CaO): traço;
- f) Óxido de manganésio (MgO): traço.

Calculando-se o número de íons de cada elemento, através da divisão dos resultados da análise (% peso), por peso molecu

Figura 12 · 1:
Mapa de localização do Granito Morro Redondo.

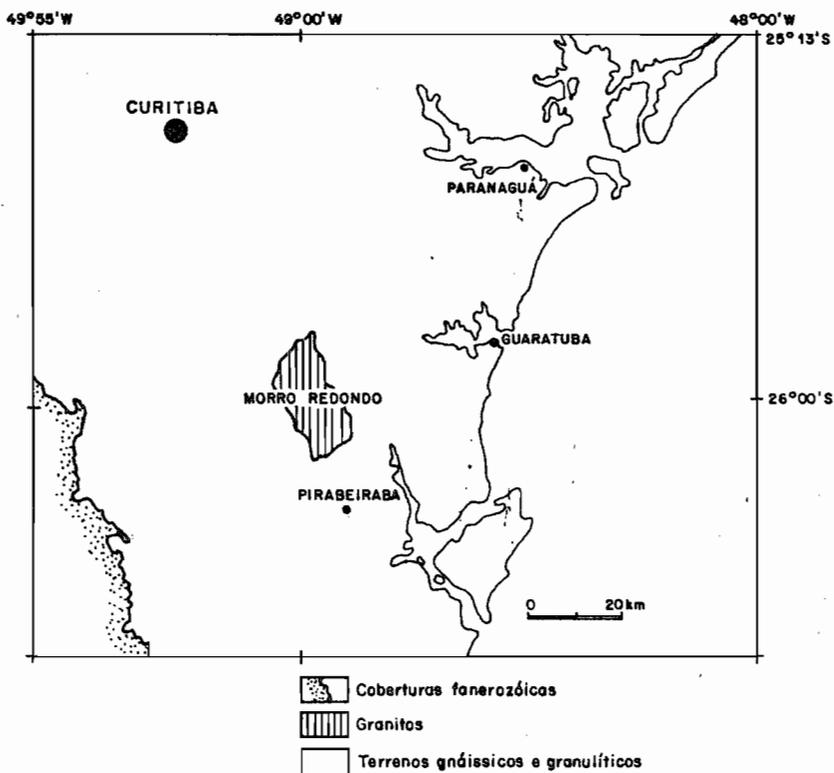


Figura 12 · 2:
Distribuição dos corpos graníticos do ciclo Brasileiro no Maciço de Joinvile, em Santa Catarina e no Paraná. (Adaptado de KAUL, 1979)

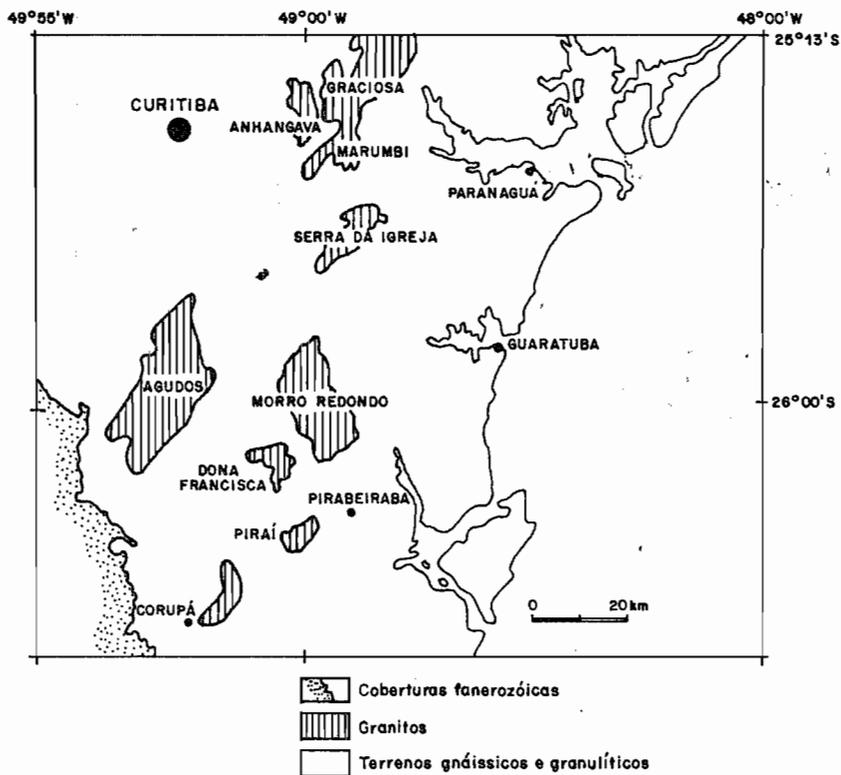




FOTO 12.1 - Juntas do tipo J_2 em granito pórfito.



FOTO 12.2 - Juntas do tipo J_3 e feldspato alterado
no granito equigranular grosseiro.



FOTO 12.3 - Vista geral da mineralização de argila.

lar dos respectivos elementos, obtêm-se a fórmula $Al_4(Si_4O_{10})(OH)_8$. Essa fórmula pertence a Caolinita e a Halloysita, sendo esta última polimorfo da primeira.

A comprovação da presença destas argilas na mineralização foi efetuada através de microfotografias, onde visualizam-se placas rômbricas e hexagonais de Caolinita e formas tabulares de Halloysita (FOTOS 12.4 e 12.5).

Os elementos traços da análise são desprezíveis, e o baixo teor de óxido de ferro (Fe_2O_3) deve-se, provavelmente, a impurezas da amostra que não foram totalmente retiradas, visto serem as argilas mencionadas de coloração branca.

Com respeito a cassiterita, encontra-se esta no fácies alaskítico, em cristais arredondados e finos, dispersos por toda a rocha.

Não foi possível observar concentrações de cassiterita próximas as diáclases ou preenchendo diáclases, levando a supor ser esta cassiterita originada por diferenciação magmática.

Outras mineralizações não foram encontradas na área em estudo.

12.6 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Os granitos da região-tipo do Maciço de Joinville, apresentam-se favoráveis a mineralizações hidrotermais, pois segundo FIORI et al (1984), as áreas mineralizadas por hidrotermalismo mais abundantes situam-se nas intersecções dos lineamentos do sistema NE (profundo) com o sistema NW (tensional). Assim, os granitos Graciosa, Anhangava, Morro Redondo e outros desta faixa, apresentam indícios de hidrotermalismo.

Em extensão, a zona com indícios de mineralização hidrotermal no granito Morro Redondo, supera aos outros granitos de sua região-tipo, fator talvez relacionado com o menor tempo de exposição do corpo granítico. Outra observação que conduz a imaginar o pouco tempo de exposição do corpo é o afloramento do fácies granítico porfirítico de matriz fina (alaskito), mostrando que as partes mais externas da intrusão não foram erodidas.

A ocorrência de juntas tipo J_2 permite situar o fácies litológico que os apresentam como próximo ao centro das mineralizações do "porphyry copper", segundo HEIDRICK e TITLEY (1982).



FOTO 12.4 - Microfotografia mostrando cristais de argila tipo Caolinita e Halloysita.



FOTO 12.5 - Microfotografia mostrando cristais de argila tipo
Caolinita e Halloysita.

Esses mesmos autores observaram que as juntas tipo J_3 são os mais abundantes nos "porphyry copper", e que podem aparecer no centro ou na periferia destas intrusões.

Isto leva a supor que o fácies relacionado com a intensa mineralização de argila, apresentando juntas tipo J_3 e sendo circundado pelo fácies com fraturas tipo J_2 , seja representante da zona argílica do modelo hipotético de alteração hidrotermal de LOWELL e GUILBERT(1970).

As características óticas mascaradas e a extinção ondulante de alguns minerais dos fácies equigranular grosseiro e porfirítico, já descritos, evidência possível deformação posterior a cristalização, relacionada, provavelmente, com as tensões NW, que segundo FIORI et al(1984), formaram os condutos de soluções hidrotermais advindas do sistema NE.

Com relação a presença de cassiterita no fácies alaskítico, não foi possível relacioná-la com uma possível zona de alteração hidrotermal na área estudada da intrusão, visto não estar contida em estruturas bem demarcadas e por não ter-se obtido maiores informações sobre o referido fácies nesta etapa de campo.

A não presença de sulfetos não invalida a possibilidade em ser, o corpo estudado, afetado por intenso hidrotermalismo, pois o trabalho efetuado foi local, sendo que, estes minerais podem ter sido erodidos na área estudada.

Portanto, recomenda-se para dar continuidade ao estudo do granito Morro Redondo, o seguinte:

- a) Mapeamento faciológico do granito, coletando-se amostras dos vários fácies petrográficos para confecção de lâminas delgadas, análise química e possível datação;
- b) Levantamento das lineações existentes, particularizando tipos de fraturas, possíveis argilizações e outros preenchimentos, bem como, suas atitudes;
- c) Especial atenção no estudo de zonas rebaixadas, pois estas podem conter extensas mineralizações de grande importância;
- d) Levantar associações mineralógicas dos fácies mapeados, na tentativa de associação com zonas de alteração hidrotermal do modelo de LOWELL e GUILBERT(1970);
- e) Tentar relacionar da maneira mais abrangente possível o granito em estudo com o modelo de LOWELL e GUILBERT(op cit), tendo por objetivo melhor compreender os outros corpos graníticos intrusivos do Estado do Paraná.

13. CONSIDERAÇÕES SOBRE A GÊNESE E O CONTROLE DAS JAZIDAS DE TALCO DO ESTADO DO PARANÁ

(Autores: RENATO EUGÊNIO DE LIMA e
ROBERTO ACCIOLY VEIGA)

13.1 GENERALIDADES

Como resultado dos estudos desenvolvidos durante o primeiro ano de vigência do Convênio UFPr-Mineropar, foi proposto e desenvolvido na fase subsequente do mesmo convênio, o sub projeto intitulado "As Jazidas de Talco do Estado do Paraná".

Dentro deste objetivo, foram aprofundados estudos das jazidas de talco da região de Itaiacocá, já reconhecidas na etapa anterior, bem como efetuado reconhecimento nas minas de talco da área de Abapã/Socavão.

Na região de Itaiacoca, foram feitos mapeamentos expeditos de semi detalhe de diversas jazidas, com auxílio de trena, bem como foi feita a coleta de amostras para análise química e difração de raio X.

Foi ainda realizado um levantamento completo de todas as jazidas e ocorrências minerais da porção contro-norte da folha de Itaiacoca.

Quanto a realização dos trabalhos, contamos com a colaboração valiosa dos formandos do 1º semestre de 1985, através da disciplina de Mapeamento Geológico, da mesma forma dos graduandos do curso de geologia, através da disciplina de Prospecção e Pesquisa Mineral (2º semestre de 1985).

13.2 ESTUDOS ANTERIORES

Os primeiros estudos sobre o talco do Estado do Paraná, são atribuídos a BARBOSA, 1943 (in MARINI e LEPREVOST, 1967), que estudando duas jazidas de talco do distrito de Itaiacoca atribuiu sua origem à percolação de soluções hidrotermais derivados dos diabásios e gabros intrusivos nos mármores dolomíticos da Formação Itaiacoca (ALMEIDA, 1956, in FUCK, 1967). Segundo BARBOSA (op cit), o processo verifica-se até 100m do contato com a intrusiva, mas não se realizou ao longo de todo o contato, e sim em partes eleitas pela facilidade de circulação das soluções.

Posteriormente outros autores abordaram a questão, como MARINI e LEPREVOST (1967), colocando dúvidas a respeito da validade da proposta original de BARBOSA (op cit), em virtude da não ocorrência de talco na grande faixa de dolomitos de Campo Largo-Rio Branco do Sul-Campinhos, uma vez que essa região apresentava a maioria das condições tidas como responsáveis pela formação desse mineral, que seriam:

- a) presença de dolomitos fortemente fraturados;
- b) presença de diabásios cortando os dolomitos.

Sugeram, por isso, a possibilidade de associação entre os granitos próximos e a talcificação.

SUSZCZYNSKI (1975) avança a possibilidade de uma gênese em 3 etapas de formação para o talco do Estado do Paraná:

- 1ª etapa: dolomitização;
- 2ª etapa: anfibolitização "fibrosa";
- 3ª etapa: serpentização "foliácea".

Para este último autor, o tipo genético precisa para a talcificação, dos dolomitos; seria então "sedimentar-metamórfico - metassomático estratiforme".

SOBANSKI et al (1984) indicam a existência de 3 modalidades de ocorrência do mineral:

- 1ª) "Relacionado com intrusivas básicas e ou intermediárias, dispostos concordantemente com a xistosidade das rochas metasedimentares";
- 2ª) "Relacionado com intrusivas básicas e ou intermediárias, discordantes com a xistosidade das encaixantes";
- 3ª) "Relacionado com intrusivas ácidas (não muito definidas), porém as primeiras evidências indicam uma relação de origem relacionada ao metamorfismo sobre xistos magnesianos".

De acordo com SOBANSKI et al (op cit), para que ocorra a talcificação, "é necessário o contato dos dolomitos com alguma in-

trusão magmática, diabásio, gabro, diorito, e até mesmo granito".

13.3 DESCRIÇÃO DAS OCORRÊNCIAS E MINAS

13.3.1 MINA BARRA OU MOURA

Esta jazida é de propriedade da KLABIN S/A, e se caracteriza por uma série de "lavras" de talco alinhados segundo a direção NE, encaixados dentro de mármore dolomítico.

A encaixante encontra-se bandada, variando do cinza-claro ao escuro, localmente perturbadas, com direção geral (S₀) N30E e mergulhos variáveis para NW e SE.

Observam-se intercalações centimétricas de chert com cor cinza escuros. Aspecto interessante observado nesta mina, é a presença de "nódulos" ou "seixos" de quartzo com forma elíptica (estirados?) em níveis preferenciais dentro do pacote mineralizado. Também ocorrem quartzitos de cor creme, finos.

O talco é de cor branca a creme, normalmente maciço, mas foram observados "níveis" de talco foliado em meio ao maciço. O próprio, como o mármore encaixante, está intensamente fraturado.

Não é possível estabelecer se há ou não continuidade entre os diversos bolsões mineralizados, pois a parte não lavrada, encontra-se coberta por solo ou por rejeito da mina. Observa-se no interior dos bolsões, a presença de "resistatos" de mármore dolomítico que não sofreram alteração epigenética. Aliás, de acordo com a classificação das rochas calcárias segundo a composição (BIGARELLA, 1967), trata-se de dolomito calcítico semi-puro.

Verificando-se a variação da composição química ao longo do perfil de amostragem, podemos observar que a relação MgO/SiO₂ permanece constante, a não ser por uma silicificação maior no contato com a intrusiva. O perfil litoquímico não permite maiores informações, em virtude do pequeno número de amostras (FIGs 13.1 e 13.2)

Todo o pacote mineralizado está cortado por uma sucessão de diques básicos (NW) e que tem balizado a lavra de talco, em torno de suas bordas. Ao longo do contato do dique foi observado um nível de material esverdeado, ceroso, posteriormente identificado como montmorilonita, através da difração de raio X (FIG 13.3).

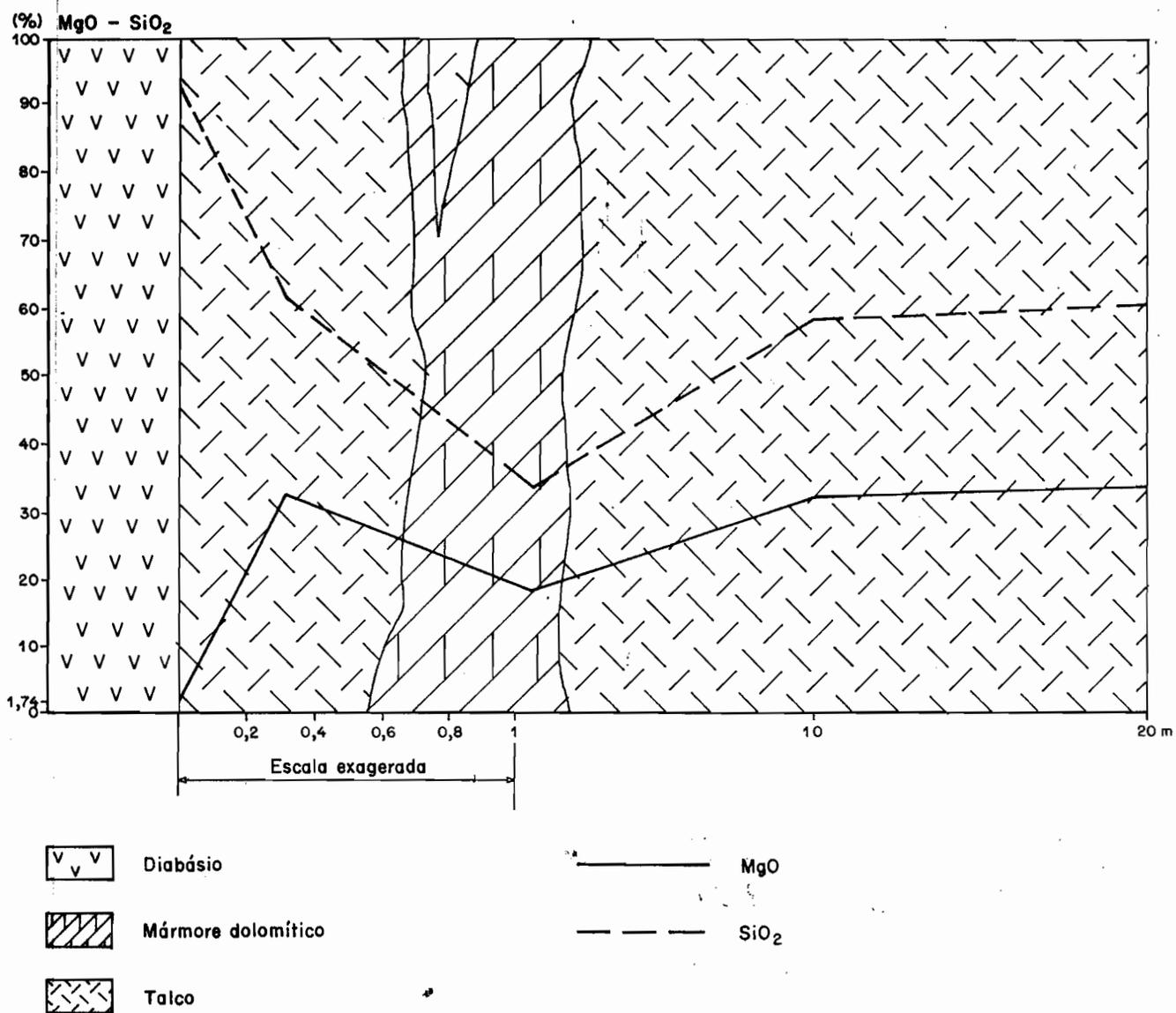
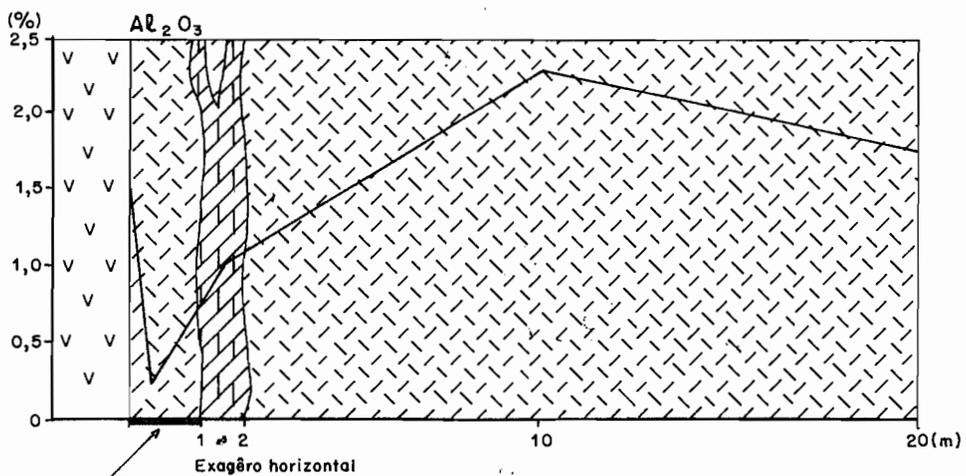
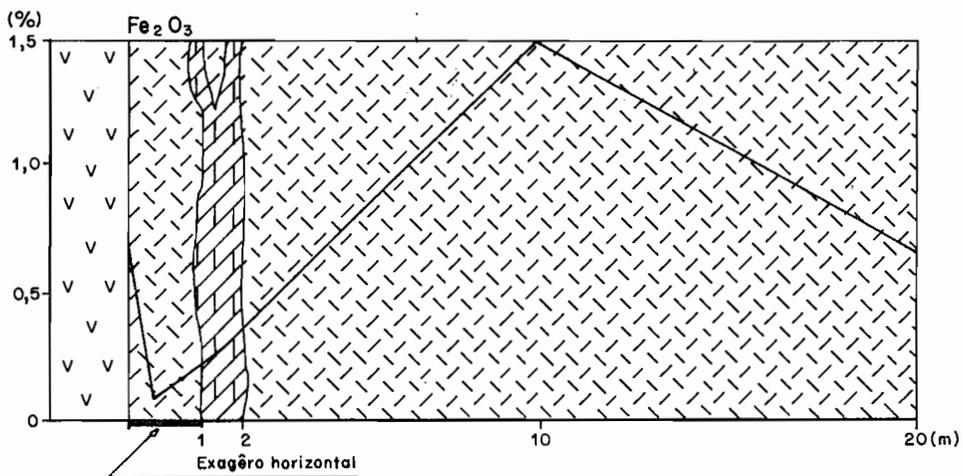
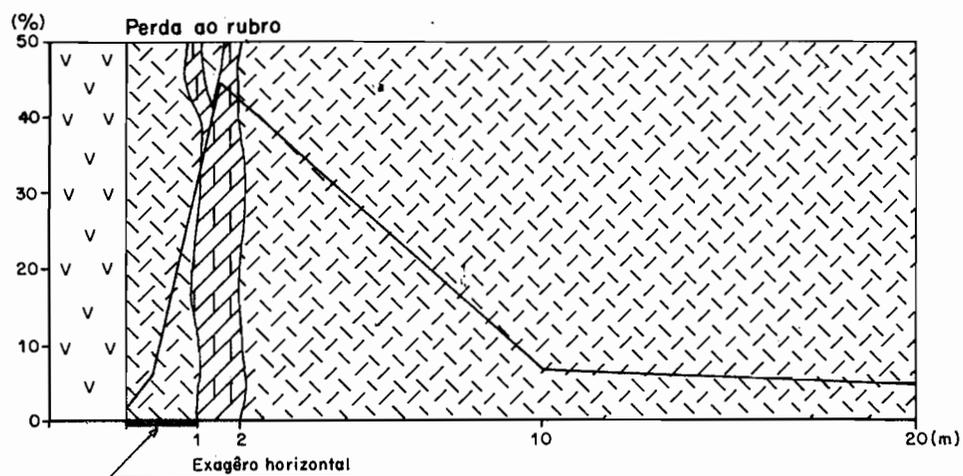


Figura 13-1:
Variação da composição química da jazida Barra ou Moura, comparando MgO e SiO₂. Perfil perpendicular ao dique.



-  Diabásio
-  Dolomito
-  Talco

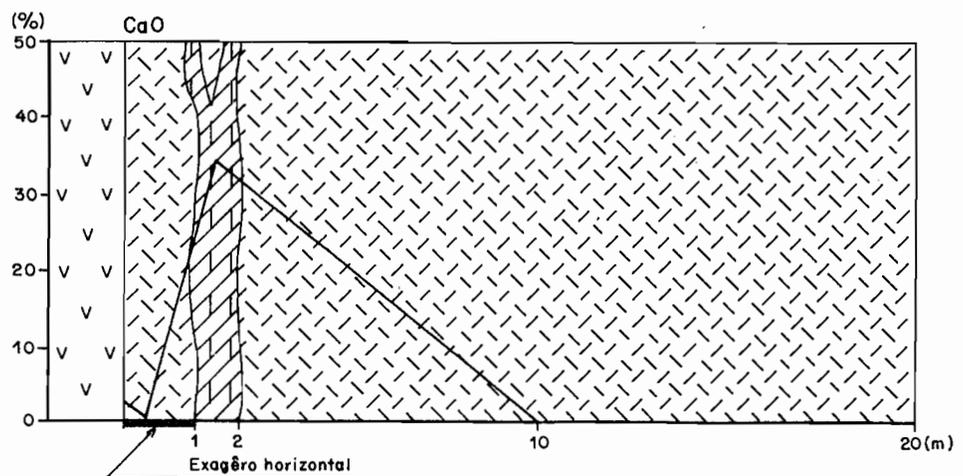


Figura 13·2:
Variação da composição química na jazida de Barra ou Moura, segundo perfil perpendicular ao dique.

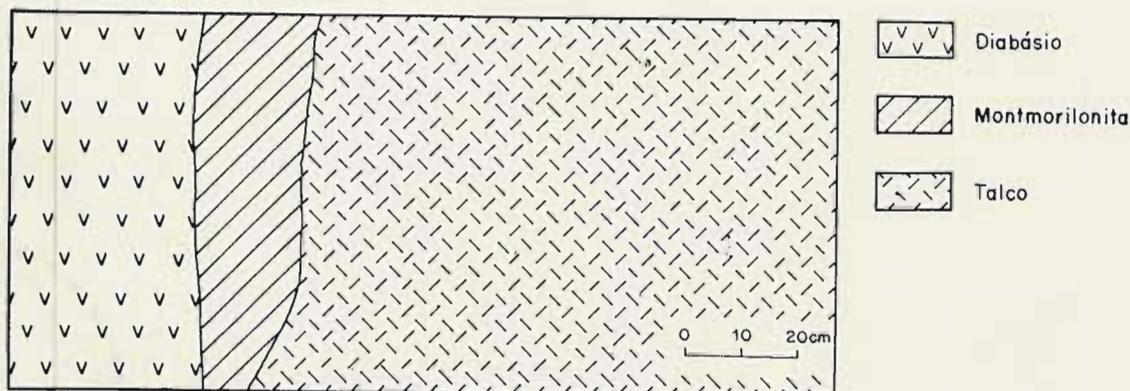


Figura 13-3:
Esquema mostrando a ocorrência de montmorilonita ao longo do contato do dique com a mineralização.
(Mina Barra ou Moura).

13.3.2 MINA SÃO JOSÉ

De propriedade da Sociedade Paranaense de Mineração, está situada na borda da bacia do Paraná, ladeando a "cuesta" formada pelo arenito Furnas. A rocha encaixante é o mármore dolomítico, da Formação Itaiacoca. (FIG 13.4)

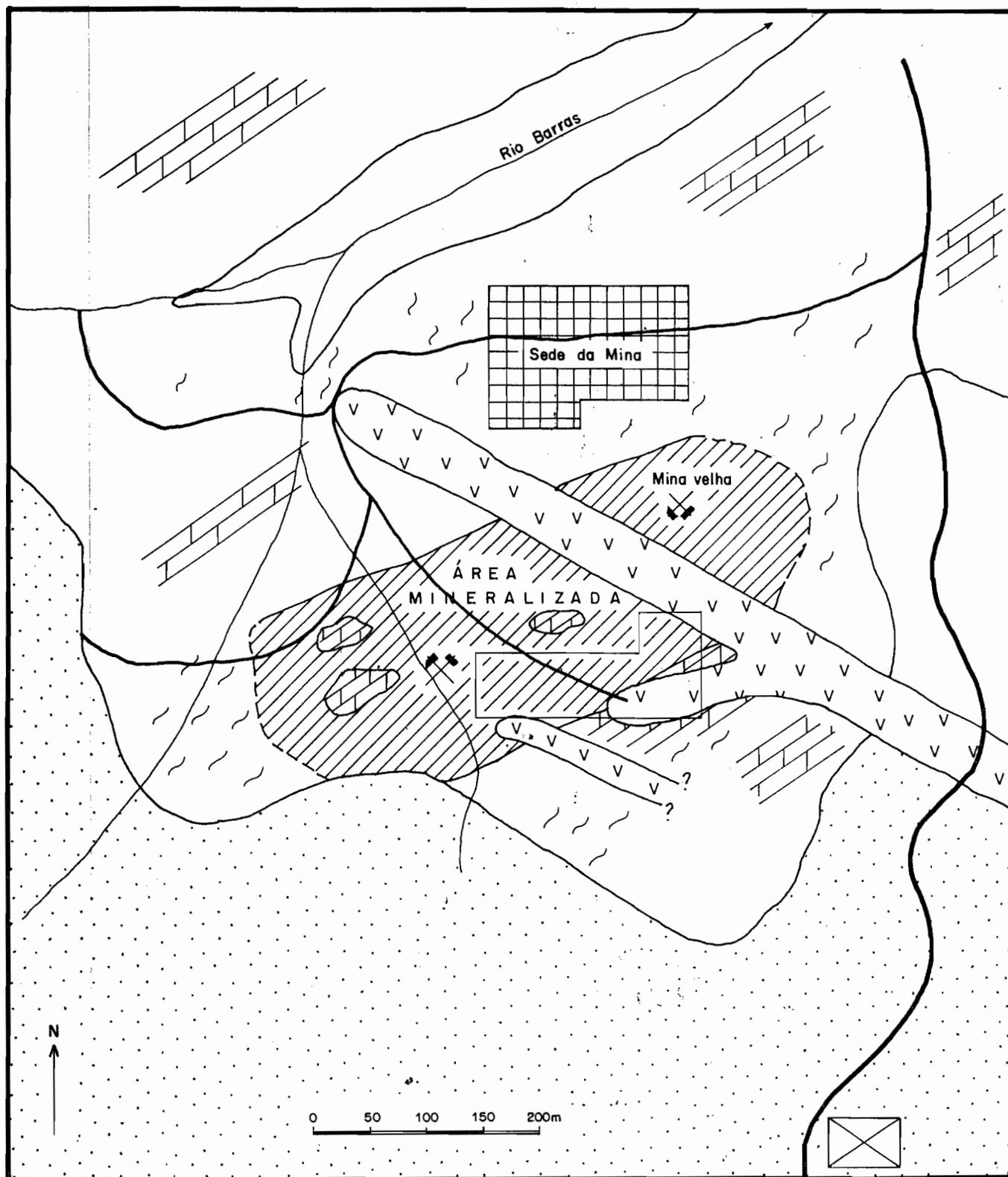
Trata-se de uma das maiores minas da região, e foi a única das jazidas estudadas, que está em contato com as rochas da bacia, supondo-se que a mineralização se estenda por sob os arenitos.

O dique encontra-se cortando todo o pacote, e em alguns locais há uma última associação diabásio-talco, com "micro-apófises" de dique preenchendo fraturas da mineralização e conferindo um aspecto brechóide ao todo. (FIG 13.5)

Em diversos locais o talco apresenta-se foliado, parecendo acompanhar o acamamento da rocha carbonática. Nesta mina observou-se a presença de um material preto, com aspecto foliado, que contém "blocos" de talco no seu interior. Este material foi analisado via difração de raio X, que entretanto, não apresentou resultados satisfatórios.

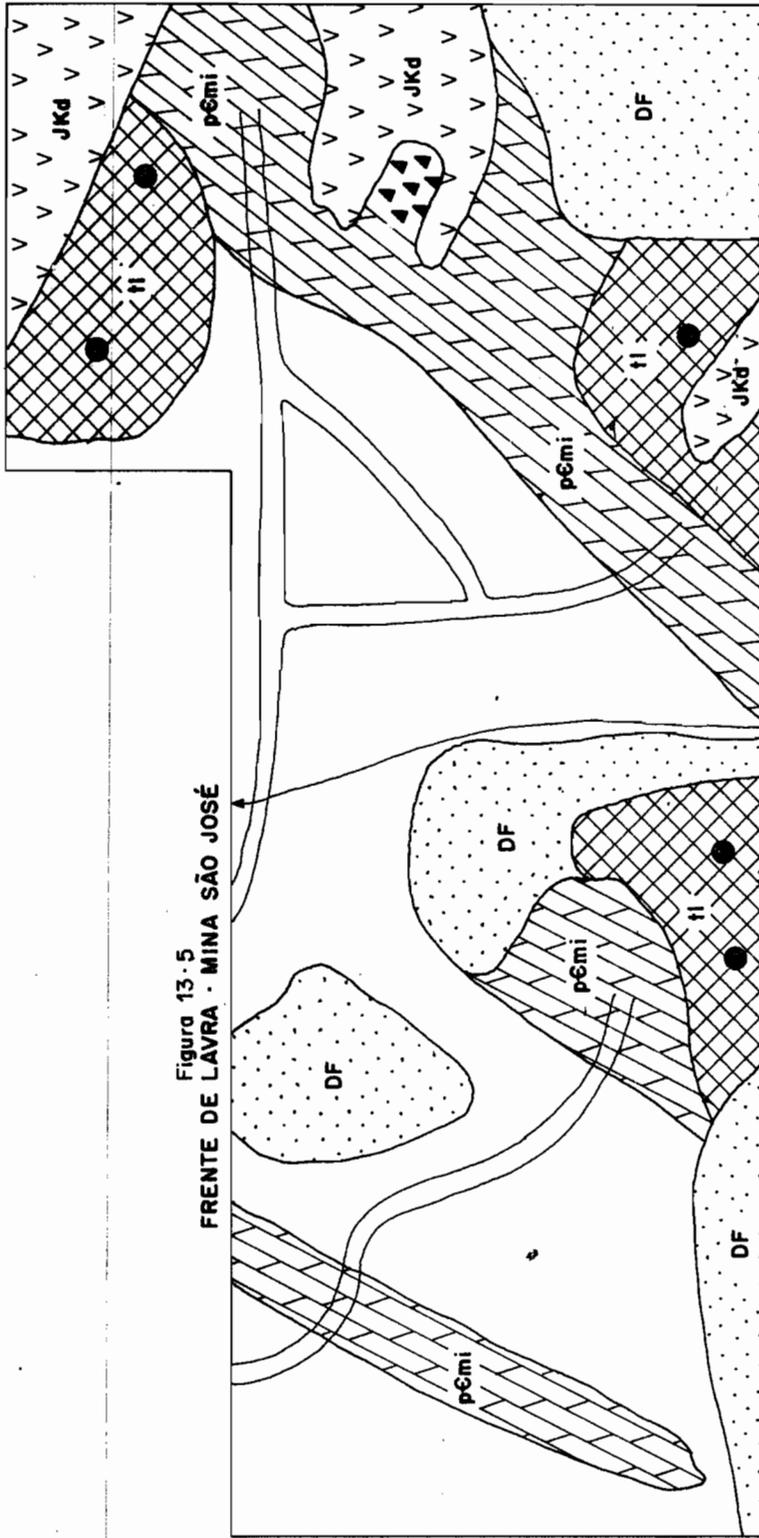
Nesta mina são observados mega-cristais de calcita (com mais de 20 cm) preenchendo fraturas dentro dos dolomitos.

Figura 13-4
ESQUEMA GEOLÓGICO DA MINA SÃO JOSÉ



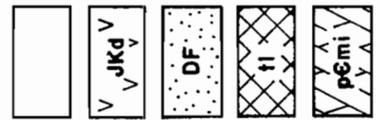
- | | | | |
|--|--------------------|--|-------------------|
| | Solos | | Contato geológico |
| | Aluviões | | Estrada |
| | Diques básicos | | Estrada da mina |
| | Arenito furnas | | Drenagem |
| | Talco | | Pátio de estoque |
| | Mármore dolomítico | | Área detalhada |

Figura 13.5
FRENTE DE LAVRA - MINA SÃO JOSÉ

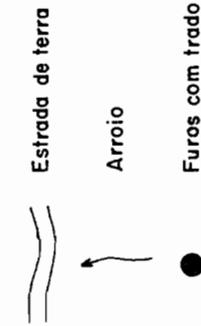


LEGENDA

GEOLÓGICA



PLANIMÉTRICA



Elaborado com a participação de:
E. Salamuni
R. A. Brasil
R. Stevanato

13.3.3 MINA PRUDENTES

Também de propriedade da KLABIN S/A, é explotada ao longo do dique, segundo a direção NW, apesar de que a visão geral dos bolsões da Mina Prudentes e da Mina COPAMI (Cia. Paulista de Mineração) sugere um alinhamento NE.

A rocha encaixante é um mármore dolomítico, as vezes incipientemente talcificado. Ocorrem também níveis de chert, tanto interacamadados aos dolomitos, quanto ao minério, sendo dobrados em escala decimétrica. (FIGs 13.6 e 13.7).

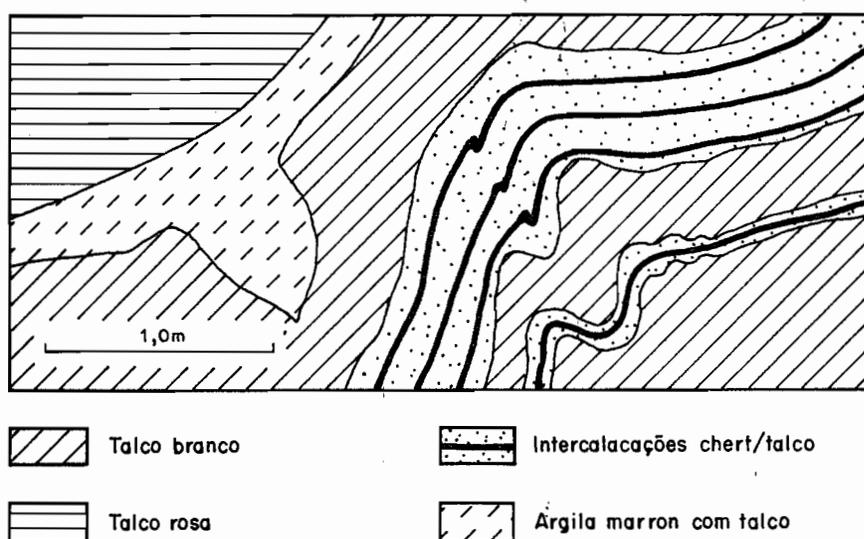


Figura 13.6:
Detalhe da frente de Laura (Mina Prudentes).

Foram observados também níveis de solo argiloso amarronado, com a presença de blocos angulosos de talco em seu interior, caracterizando uma brecha, provavelmente atectônica. Foram feitas análises por difração de raio X, que não refletiram a presença de estrutura cristalina, entretanto a análise química é correspondente ao talco. Este tipo de situação ocorre em várias minas da região e necessita ser melhor estudada. Também foi analisado o talco rosa desta mina.

Nesta mina foi possível observar o contato do dolomito com o diabásio, sem que houvesse qualquer transformação neste último (talcificação); a única transformação detectada foi a silicificação próxima ao contato (1 a 2 cm). Aonde o dique está em contato com o talco, observa-se, com frequência, a presença de montmorilo-

nita (verde), em níveis de 1 a 5 cm.

13.3.4 MINA GIRALDI

A mina em questão situa-se no flanco sul de um dique de diabásio, sendo que o mármore dolomítico encaixante apresenta direção N70E com mergulhos da ordem de 45°NW. A encaixante apresenta-se intensamente diaclasada, sendo este aspecto mais visível à medida que a rocha se altera. (FIG 13.8)

O talco é branco e creme, contendo níveis de chert e apresenta uma foliação pouco evidente. Ambos, o talco foliado e os níveis de chert, estão dobrados concordantemente. Aparentemente o minério é mais maciço à medida que se aproxima do dique.

Também nesta mina são observados níveis de montmorilonita acompanhando o contato com a intrusiva, bem como preenchendo fraturas próximas.

13.3.5 MINA COSTALCO

É a maior mina, quanto a extensão, da região de Itaiacoca. Trata-se de uma "língua" de mais de 700m de extensão, com direção nordeste (N50E), que é limitada a SE por um pacote de quartzitos, e a NW por um delgado nível com intercalações de filito e quartzito, após o que ocorre uma lente de metabasito.

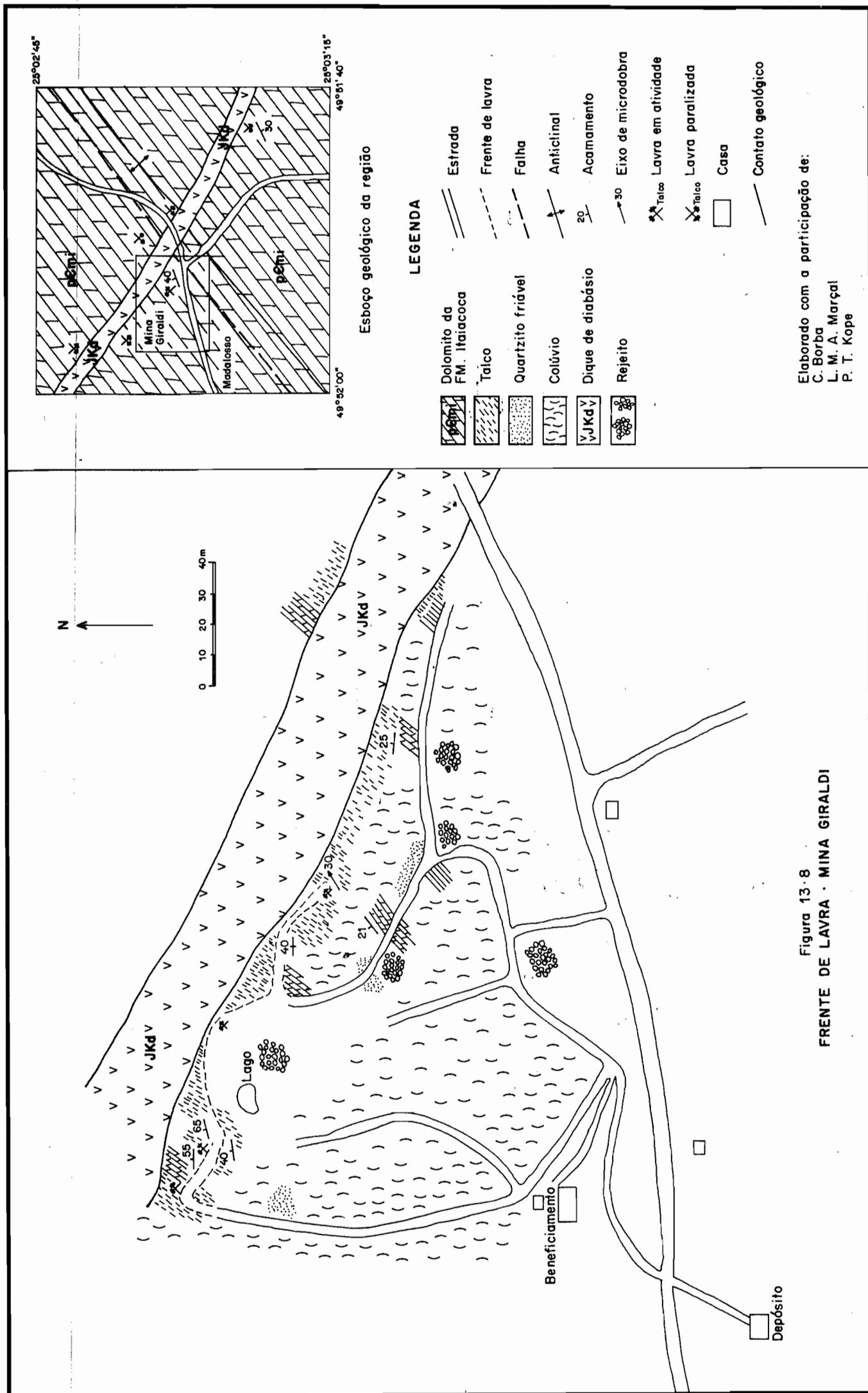
Tanto as encaixantes a SE, quanto a NW, encontram-se sulfetadas, observando-se a presença de cristais de pirita de até 1 cm.

O dolomito encontra-se intensamente fraturado, bem como foi detectada a presença de estromatólitos, que entretanto não puderam ser classificados.

O minério ocorre tanto maciço quanto foliado, sendo que foram observadas fraturas sub-verticais (N50E) no dolomito, com preenchimento de talco foliado (ver FIG 13.9)

Em meio à zona mineralizada ocorrem grandes blocos (resistatos) de mármore, que inclusive se alinham de acordo com a direção NE, em alguns locais quase que dividindo a jazida em duas "camadas" (ver mapa).

Não foi observada (macroscopicamente) talcificação da rocha básica metamorfisada, que apresenta apenas uma incipiente xistificação.



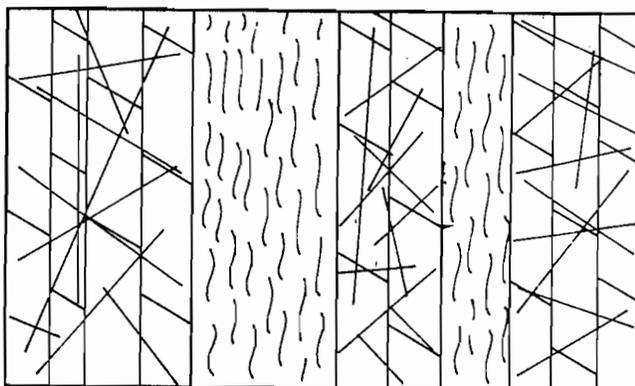


Figura 13-9:
Talco foliado (N50E) preenchendo fraturas (falhas ?)
dentro do dolomito. (Mina Costalco).

13.3.6 OCORRÊNCIA DO BUTIAZAL

Em virtude do fato de que esta ocorrência foi citada por SOBANSKI et al(1984) como do tipo relacionado a intrusivas ácidas, e tendo em vista a hipótese de trabalho formulada na primeira fase do projeto, foi grande nosso interesse em reconhecer esta área.

Apesar da dificuldade de localização, verificamos tratar-se de uma pequena ocorrência de talco associada a dolomitos(?), xistos avermelhados (N20E/subvertical) e quartzito ferruginoso. Não existe qualquer tipo de trabalho de exploração (poços, trincheiras, etc) que pudessemos localizar e onde fosse possível verificar com maior rigor as relações de contato. As observações foram feitas ao longo de um caminho, tornando impossível mesmo um pequeno esboço da área.

Como o mapa apresentado no trabalho em referência é resultado de furos de trado, que não apresentam a possibilidade de uma visão mais ampla, no momento não podemos definir uma correlação genética entre a talcificação e o Granito Cunhaporanga, que aflora a cerca de 20 metros de distância.

13.4 FRATURAMENTO NAS JAZIDAS DE TALCO

Foi feito um trabalho de reconhecimento na área de Socavão, procurando-se determinar o relacionamento entre o "trend" dos bolsões de talco e as grandes direções de fraturamento. Várias amostras do talco e das encaixantes foram coletadas. As minas visitadas foram as seguintes: (FIG 13.10).

13.4.1 MINAS DA COSTALCO

É a principal produtora da região com suas instalações de beneficiamento sediadas na própria localidade de Socavão.

Foram visitadas duas frentes (lavras). Na frente 4, em Ribeirão dos Pinheiros, foram coletadas duas amostras de talco branco e medidas as atitudes de 30 fraturas. O talco está localizado nas bordas de dois diques de diabásio, intersectantes, encaixado em dolomito. Na frente 5, conhecida também como frente dos Luízes, é caracterizada pela presença de apófises de diabásio no talco. Foi coletada uma amostra de talco branco e foram medidas 29 atitudes de fratura. O talco acha-se encaixado no dolomito e às vezes envolvido por ele. (FIG 13.11).

13.4.2 MINAS DA MINERAÇÃO LAGOA BONITA SOCAVÃO LTDA

Também possui as instalações de beneficiamento do talco nas proximidades (3 Km) de Socavão, no lugar denominado Lagoa Bonita. Atuam na exploração de 10 frentes de lavras na região. A produção é de 1.000 ton/mês de talco e outro tanto de "pedra talcosa" (dolomito talcoso das bordas da encaixante).

Foram visitadas as seguintes frentes:

13.4.2.1 FRENTE 1

Próxima da sede local da empresa. Coletou-se uma amostra de talco branco e foram medidas 28 atitudes de fraturas. Observou-se o mesmo relacionamento do talco com o diabásio e as encaixantes. (FIG 13.12).

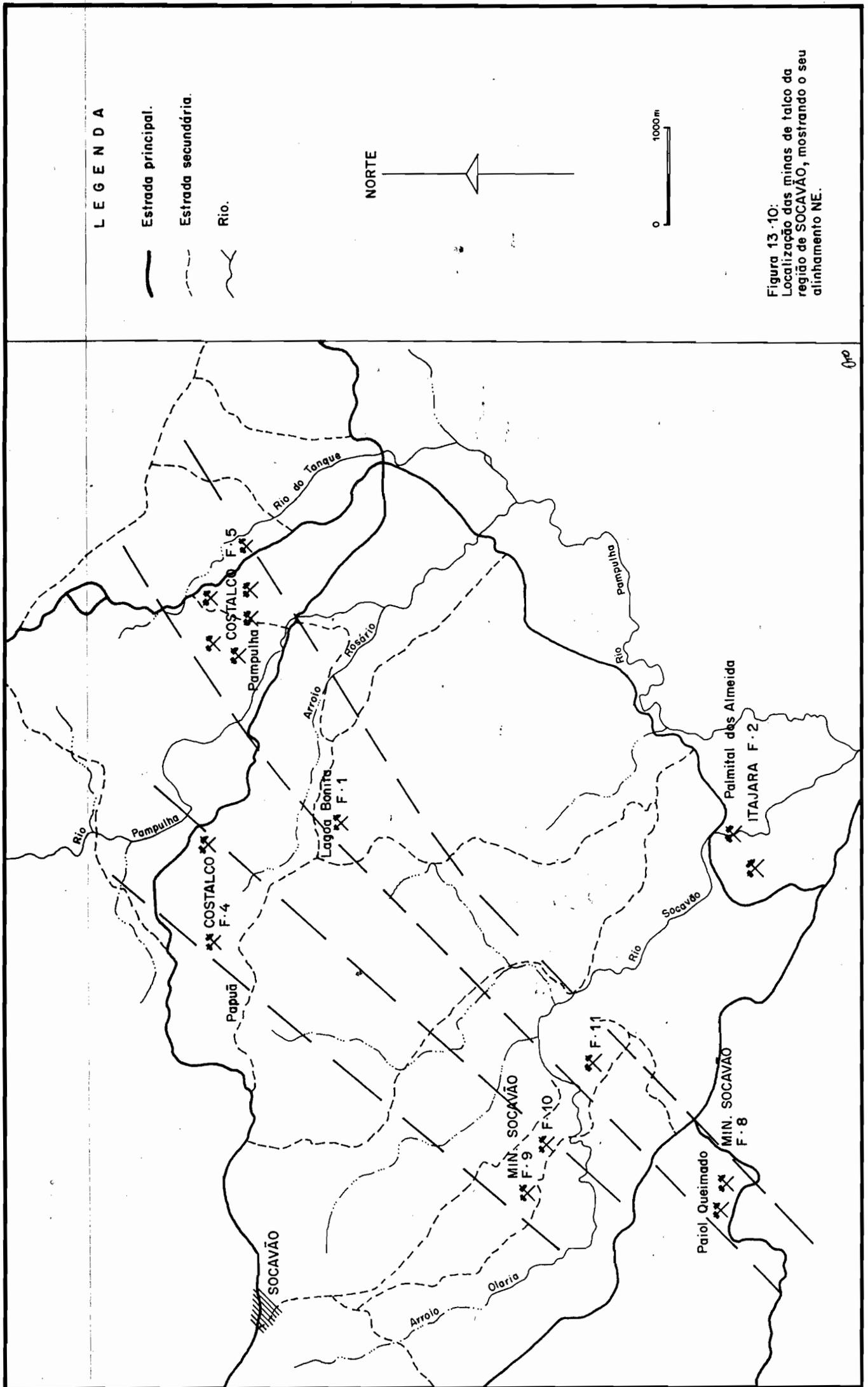


Figura 13.10:
Localização das minas de talco da
região de SOCAVÃO, mostrando o seu
alinhamento NE.

Geo

Figura 13.11
FRENTE DE LAVRA · MINA COSTALCO

LEGENDA

-  JKd Diques básicos
-  tl Talco
-  pEmbi Metabasitos
-  pEfi Filitos
-  pEqi Quartzitos
-  pEm Mármore
-  Contato geológico
-  Estrada
-  60 Acamamento
-  775 Curva de nível

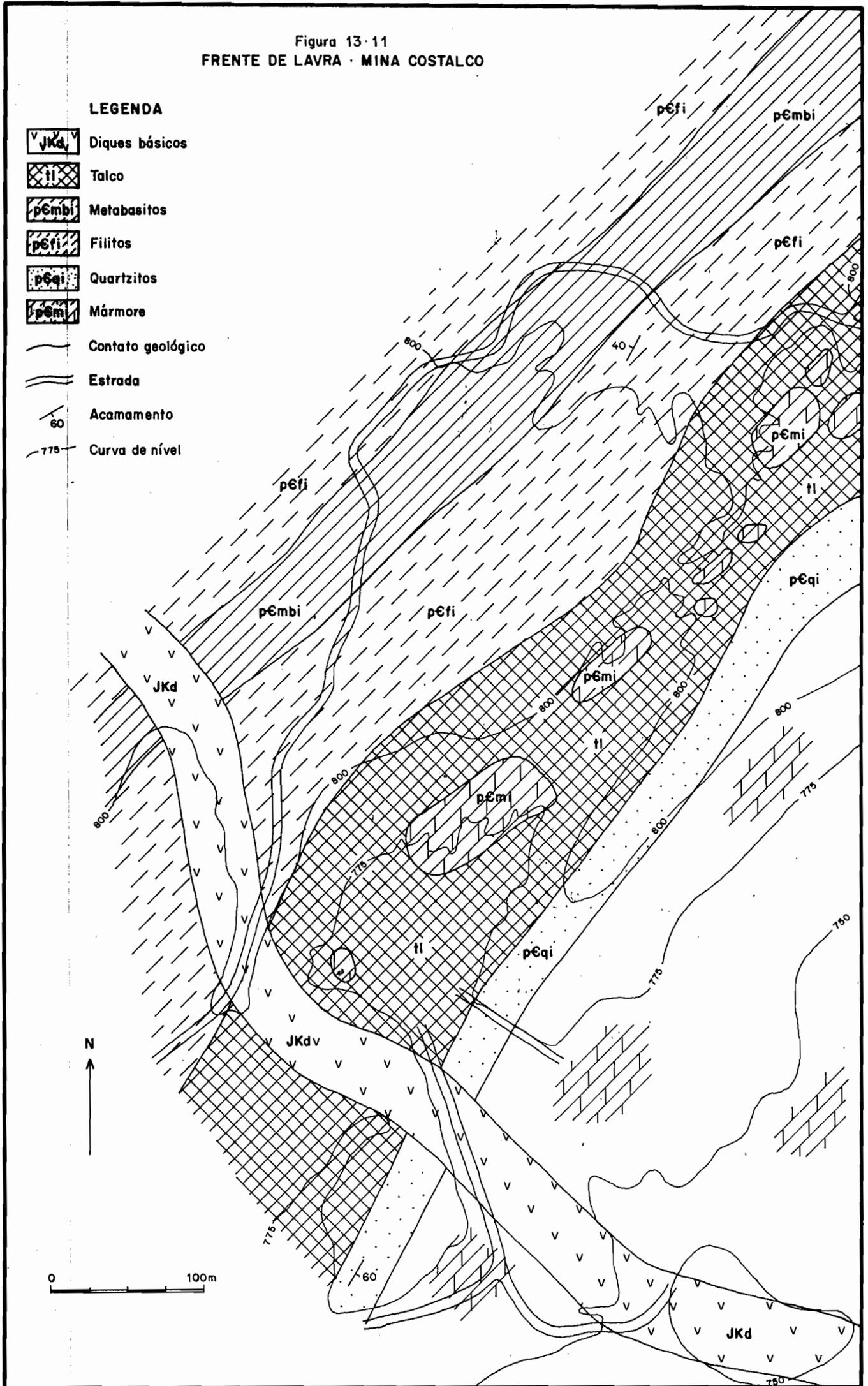
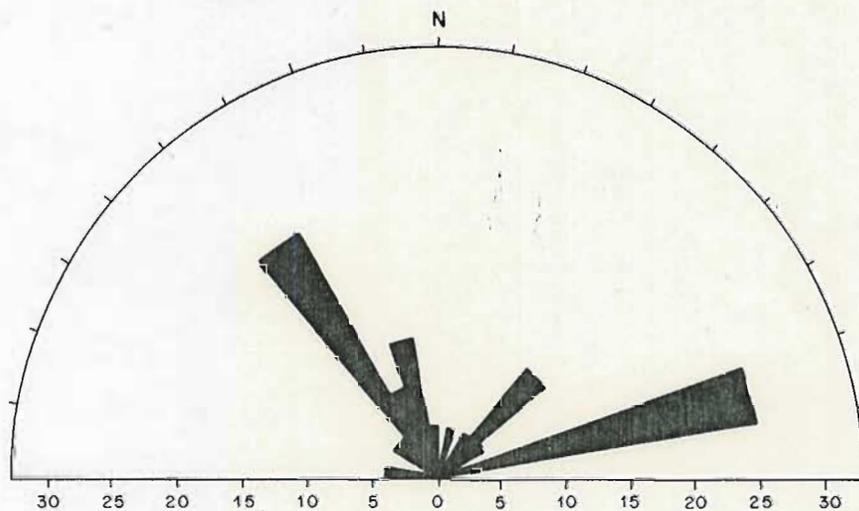


DIAGRAMA DE ROSETAS

Convênio UFPr/MINEROPAR S. A.

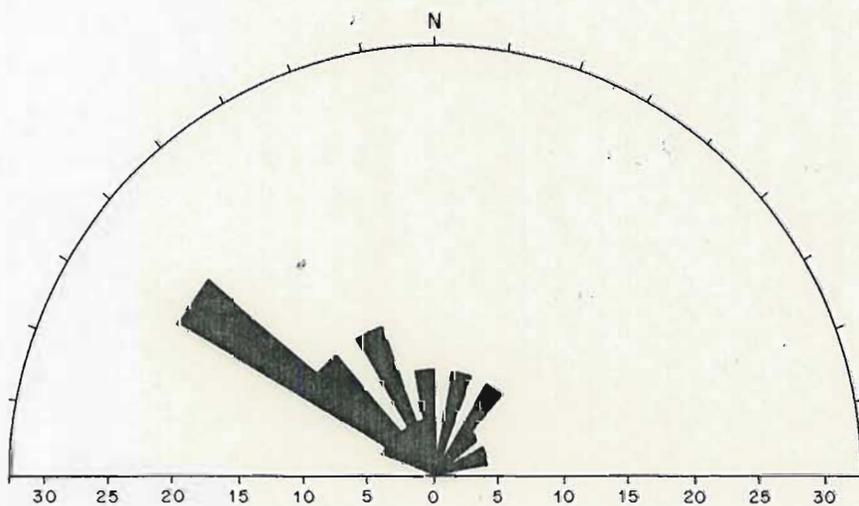
MINERAÇÃO LAGOA BONITA
SOCAVÃO (Pr)

Frente 01



Número de medidas: 28

Frente 08



Número de medidas: 25

Figura 13-12

13.4.2.2 FRENTE 7

Aqui foi coletada uma amostra de talco variegado branco e rosa. Duas amostras de dolomito: uma branca e bastante fraturada e outra também branca com estrutura estromatolítica. Foram medidas 12 atitudes de fraturas.

13.4.2.3 FRENTE 8

A mina localiza-se no lado sul do dique de diabásio e é cortada ao meio por uma apófise de rumo N20W. O talco acha-se intercalado e envolvido pela encaixante dolomítica. Foi coletada uma amostra de talco super-branco que é exportado para a Venezuela.

Foram medidas 25 atitudes de fraturas. (FIG 13.12)

13.4.2.4 FRENTE 9

A mina situa-se no lado norte do dique de diabásio. A nordeste faz contato com filito de xistosidade N53E/30SE.

Exame das frentes de ataque indicou pouco talco e bastante impuro. Foi coletada uma amostra de talco e medidas 12 atitudes de fraturas. O dolomito encaixante mostrou-se bastante fraturado. (FIG 13.13).

13.4.2.5 FRENTE 10

Dista apenas 1.000 metros da frente anterior, situando-se também no lado norte do dique de diabásio. Foi coletada uma amostra com talco branco puro e talco rosa. Foram medidas 3 atitudes de fraturas.

13.4.2.6 FRENTE 11

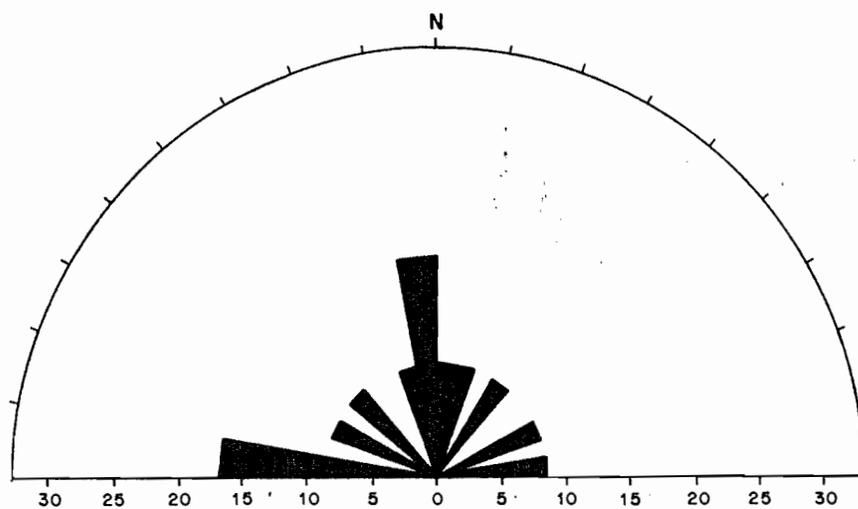
Localiza-se também no lado norte do dique e acha-se ainda em fase de pesquisa e decapeamento. Foi coletada uma amostra de talco branco e foram medidas 15 fraturas. (FIG 13.13).

DIAGRAMA DE ROSETAS

Convênio UFPr/MINEROPAR S. A.

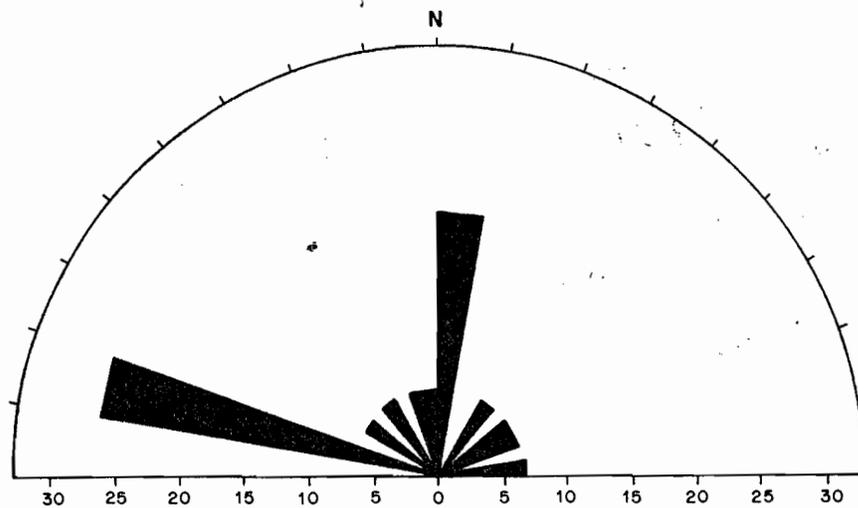
MINERAÇÃO LAGOA BONITA
SOCAVÃO(Pr)

Frente 09



Número de medidas: 12

Frente 11



Número de medidas: 15

Figura 13.13

13.4.3 MINA DA ITAJARA MINERIOS LTDA.

A frente visitada foi a frente 2 (sítio Tio Doio). A mina situa-se nos lados norte e sul do dique e é cortada por apófises do mesmo. Coletou-se uma amostra de talco e de uma substância plástica esverdeada que se supõe ser argila montmorilonítica.

Foram medidas 16 atitudes de fraturas. Como nas demais a encaixante é o dolomito fraturado. (FIG 13.14).

13.5 CONSIDERAÇÕES SOBRE A GÊNESE

Conforme já havia sido referido no relatório anterior, o talco é sem dúvida, um produto da transformação epigenética dos dolomitos, ocorrendo sob diversas formas no interior das lentes de mármore dolomíticos, intensamente fraturados.

A hipótese proposta por BARBOSA, 1943 (in MARINI, 1967), e mais recentemente reafirmada por SOBANSKI et al (1984), referindo a talcificação como resultado de metamorfismo de contato e percolação de soluções, relacionados com intrusivas básicas e ou intermediárias, discordantes com a xistosidade das encaixantes, parece improvável. Isto pelos motivos já expostos no relatório anterior:

- a) A espessura das zonas alteradas pelas intrusões de corpos básicos, em todo o pré-cambriano paranaense não passa normalmente de 5 cm dentro da encaixante, sendo extremamente difícil explicar zonas talcificadas com até centenas de metros de espessura;
- b) Em alguns casos, não se observa a existência de diabásio nas proximidades das jazidas;
- c) A quantidade de sílica necessária para a esteatização dos dolomitos é aparentemente, incompatível com o caráter básico dos corpos intrusivos.
- d) A ausência de talcificação na faixa dolomítica de Campo Largo - Rio Branco do Sul - Campinhos, que também é cortada por diques de diabásio.

A estes motivos, acrescentamos, após a segunda fase deste projeto, os que se seguem:

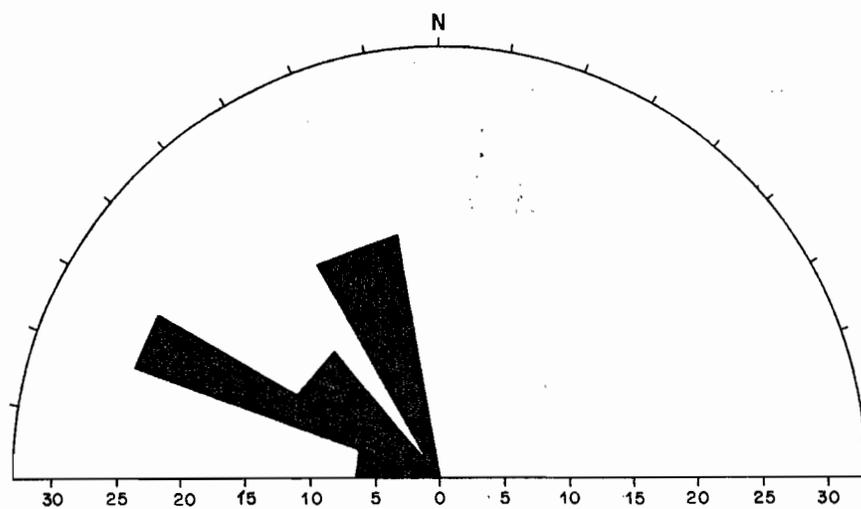
- e) A existência de níveis de talco foliados e dobrados, o que indica sua origem anterior ou concomitante à deformação;
- f) O próprio alinhamento NE dos bolsões e minas de talco.

DIAGRAMA DE ROSETAS

Convênio UFPr/MINEROPAR S. A.

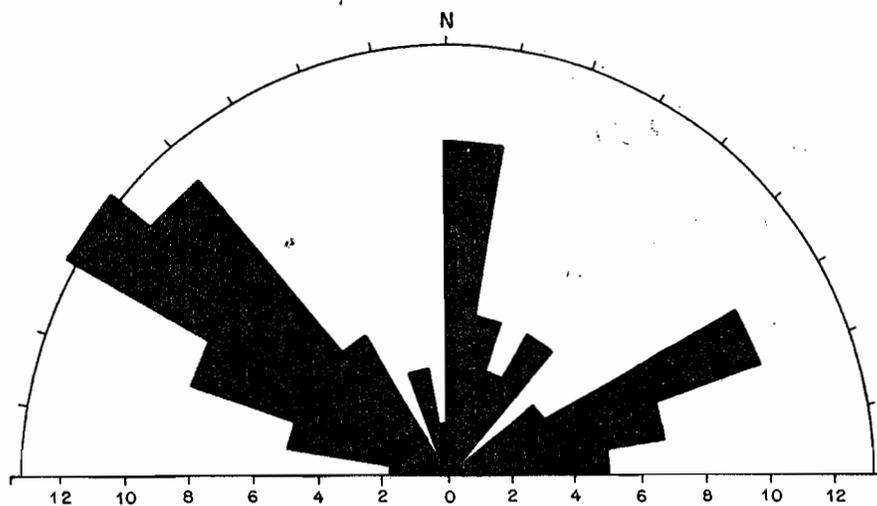
ITAJARA MINÉRIOS LTDA.
SOCAVÃO(Pr)

Frente 02
(Sítio Tio Doio)



Número de medidas: 16

MINA DA COSTALCO
SOCAVÃO(Pr)
Frentes 04 e 05



Número de medidas: 59

Figura 13.14

Tendo em vista as considerações acima, descartamos no momento um relacionamento genético entre os diques básicos e a talcificação. Não significa, entretanto, que os diques básicos não sejam metalotectos a serem considerados. Pelo contrário, a grande maioria das minas de talco, em todo o Estado do Paraná, estão situadas na meia-enconsta de elevações alongadas de direção noroeste, expressão geomorfológica dos diques de diabásio.

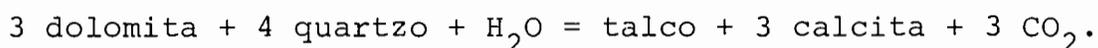
Deste modo, a existência de altos topográficos (como os diques), que servem para "proteger" as jazidas dos efeitos da erosão, é essencial para a exploração desse mineral. Considerando-se também que o nível base das jazidas é o nível do lençol freático, abaixo do qual a exploração é anti-econômica.

A proposta formulada por SUSZCZYNSKI (1975), por outro lado, sugere que inicialmente, devido à baixa percentagem em magnésio e em sílica, a sequência original transforma-se em tremolita. Aumentando ainda mais a sua percentagem em sílica e magnésio, certos níveis da sequência calcária transformaram a dolomita em antigorita, uma serpentina foliácea. Somente em uma terceira etapa de transformação é que a antigorita, adquirindo mais sílica e mais água, originou o talco. Caracterizando um tipo "sedimentar-metamórfico-metassomático-estratiforme".

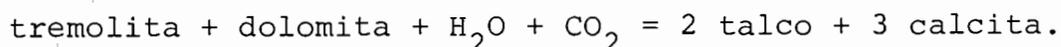
O problema a ser considerado, nesta hipótese, é que os mármores em questão não possuem a necessária quantidade de sílica para permitir a talcificação. Deve-se considerar também que a mineralização parece ser anterior a última deformação, desde que em alguns locais, os níveis talcosos estão dobrados.

A outra possibilidade aventada por SOBANSKI et al (op cit), no sentido de que a talcificação estaria relacionada a intrusivas concordantes (metabásicas), não se aplica à maioria das jazidas, devendo ser também descartada.

Ao nosso ver, o talco existente na Formação Itaiacoca, foi formado através da reação:



Uma menor quantidade de talco pode ter-se formado pela substituição de tremolita, mas nesse caso não chegou a constituir jazidas, apenas talcificando de forma incipiente os dolomitos. Várias reações podem explicar a substituição de tremolita por talco, como por exemplo:



De acordo com BERG(1979), a pequena quantidade de calcita em íntima associação com o talco indica que este produto da primeira reação foi lixiviado da área.

Não há sílica suficiente no mármore dolomítico para satisfazer a reação proposta, que exige 32% do volume em quartzo para a completa substituição do dolomito por talco. De acordo com as análises químicas efetuadas, o teor em sílica é inferior a 10%, sendo o quartzo um constituinte menor do mármore. Outro constituinte que precisa ser adicionado para produzir talco é água.

Estas ponderações sugerem que a talcificação foi provocada por soluções aquosas ricas em sílica. Conforme já expusemos anteriormente, estas soluções hidrotermais poderiam ter se utilizado dos lineamentos noroeste, como vias de acesso, pois tais lineamentos são de caráter tensional. Não deve ser, porém, desconsiderado o alinhamento NE dos bolsões, podendo haver algum relacionamento com planos axiais de dobras.

No atual estágio dos estudos, não podemos caracterizar a fonte destas soluções, que permanece desconhecida. Anteriormente havíamos sugerido a proveniência dos granitos intrusivos próximos, como aqueles ocorrentes nos Complexos Três Córregos e Cunhaporanga, considerados tardi a pós tectônicos. Esta associação, entretanto, não condiz com o fato de que o talco, por vezes, apresenta-se foliado e dobrado, tendo portanto origem anterior à deformação.

Recentemente alguns autores tem proposto um caráter polidiapírico e sintectônico as intrusões graníticas anteriormente referidas. De qualquer forma, o relacionamento genético do talco com os granitos, fica na dependência da configuração do seu caráter, intrusivo ou não, e de suas idades.

Finalizando, esclarecemos que os estudos nas mineralizações talcíferas da Faixa Itaiacoca, deverão ter continuidade, de modo a esclarecer os diversos aspectos duvidosos destas mineralizações, que são extremamente complexas, e que exigem um maior aprofundamento dos conhecimentos.

14. CONCLUSÕES

(Autor: ALBERTO PIO FIORI)

As principais conclusões acerca do presente trabalho , são as seguintes:

1. A área mapeada apresenta dois grandes sistemas de falhamentos. O mais antigo, refere-se a grandes falhamentos de empurrão, ou zonas de cisalhamento de baixo ângulo, que causaram uma primeira compartimentação e imbricamento das litologias das litologias das Formações Capirú, Votuverava e Setuva. O mais novo, refere-se a grandes falhamentos transcorrentes que causaram uma nova compartimentação tectônica da área.

2. As falhas transcorrentes mais importantes da área são a da Lancinha e a de Morro Agudo. A primeira cruza transversalmente toda a área mapeada, enquanto a segunda comparece apenas com um diminuto trecho, na parte noroeste do mapa. Dividem a área em três blocos tectônicos, denominados de Blocos C, D e E. A Falha da Lancinha limita os Blocos D e E, que correspondem a mais de 90% da área mapeada, enquanto a Falha de Morro Agudo, limita os Blocos D e C.

3. As falhas de empurrão mapeadas receberam neste trabalho, as seguintes denominações: Falha do Antiforme do Setuva, Falha do Morro Grande, Falha de Almirante Tamandaré, Falha do Queima

dinho, Falha das Aranhas, Falha do Chopin e Falha do Betara. A maior e a mais importante de todas, pela sua expressão no mapa, é a Falha do Antiforme do Setuva.

4. Nas fotografias aéreas, as falhas de empurrão evidenciam-se por faixas ou linhas de descontinuidade de zonas homólogas, sendo muito frequente o trucamento de camadas, fenômeno este verificado especialmente em níveis mais resistentes, como quartzitos e alguns tipos de filitos. No campo, caracterizam-se pela presença de faixas de xistificação e de transposição de intensidade variável.

5. As diversas falhas de empurrão mapeadas limitam blocos tectônicos de tamanhos e formas diversificadas. Os blocos foram numerados com algarismos romanos, estando sete situados no Bloco E (Blocos I, II, III, IV, V, VI e VII) e dois situados no Bloco D (Blocos ID e IID). Estes blocos evidenciam uma compartimentação e conseqüentemente uma complicação não desprezível na estratigrafia da área.

6. Diversas estruturas antiformais e sinformais foram identificadas na área, dentro dos blocos tectônicos limitados por falhamentos de empurrão, e que receberam as seguintes denominações, algumas já consagradas na literatura:

- a. Bloco Tectônico E: Antiforme do Setuva, Sinforme do Morro Grande, Sinforme de Colombo, Sinforme da Cachoeirinha, Sinforme de Almirante Tamandaré e Estrutura do Salto de Santa Rita. O antiforme do Setuva abriga o Complexo Pré-Setuva e uma pequena porção da Formação Setuva; as demais estruturas são esculpidas em litologias da Formação Capirú.
- b. Bloco Tectônico D: Antiforme do Rio do Salto, Antiforme do Rio Votuverava e Núcleo Betara. O núcleo Betara, abriga litologias referentes à Formação Setuva e ao Complexo Setuva; as demais estruturas são formadas dentro da Formação Votuverava.

7. Diversas fases de deformação ocorrem na área mapeada, devendo-se fazer distinção entre aquelas presentes nas Formações Capirú e Votuverava e aquelas presentes no Complexo Pré-Setuva

e na Formação Setuva.

No Grupo Açungui (Formações Capirú e Votuverava) ocorrem pela menos três fases de deformação, enquanto no Complexo Pré-Setuva e Grupo Setuva, ocorre ao menos, uma fase a mais.

As fases de deformação presentes no Grupo Açungui são as seguintes:

- a. Primeira Fase: relaciona-se a uma tectônica de empurrão, correspondente a um "shear belt" de baixo ângulo. Suas principais estruturas a nível mesoscópico são: foliação S_1 paralela a S_0 , dobras D_1 , com flancos falhados (dobras-falha), presença de uma foliação S_2 , gerada no mesmo evento, transpondo localmente S_1 , relacionada a falhamentos de empurrão secundários, e, zonas de cisalhamento de larguras centimétricas a métricas relativamente abundantes. A nível macroscópico, suas principais estruturas são as falhas de empurrão mapeadas e algumas estruturas sinformais.
- b. Segunda Fase de Deformação: é representada por um generalizado dobramento de S_0 e S_1 , com as dobras D_2 podendo ser identificadas tanto a nível mesoscópico (de afloramento) como a nível macroscópico (de mapa). Essas dobras variam em perfil desde abertas a fechadas, tendo eixos com direção generalizada NE-SW, e com caimentos geralmente com ângulos inferiores a 30° . Parece haver um predomínio de mergulhos dos eixos dessas dobras para o quadrante sudoeste. Localmente pode-se observar uma incipiente foliação plano axial nessas dobras, não sendo, no entanto, regra geral.
- c. Terceira Fase de Deformação: é representada pelas grandes falhas transcorrentes e suas estruturas associadas. Nesse contexto incluem-se falhas sintéticas e antitéticas, falhas de empurrão, e possivelmente, dobras de arrasto escalonadas, associadas à Falha da Lancinha. As falhas antitéticas caracterizam-se, no campo, por uma clivagem de fratura de direção noroeste, desenvolvida em faixas de largura variável na área; as falhas sintéticas por lineamentos de direção aproximadamente E-W, visíveis principalmente no Núcleo Betara; e as falhas de empurrão, de traçado curvo e de dimensões relativamente reduzidas, são melhor verificadas também no Núcleo Betara. Dobras de arrasto escalonadas não foram identificadas com segurança, havendo suspeita, no entanto, do Antiforme do Rio Votuverava tratar-se de uma estrutura desse tipo.

Essas três fases de deformação reconhecidas também nos núcleos aflorantes do Complexo Pré-Setuva. Nestes porém, nota-se uma deformação a mais, definida pelo evento de migmatização, não verificada nas litologias do Grupo Açunqui.

8. O modelo de deformação compatível com as estruturas relacionadas à primeira fase de deformação é condizente com um sistema duplex. O duplex é uma estrutura imbricada, limitada acima e abaixo por falhas de empurrão principais, e com blocos internos ou "horses", separados por falhas de empurrão secundárias. A Falha do Antiforme do Setuva é vista como uma falha de empurrão principal, situada na sola do duplex que contém a Formação Capirú. A Falha do Betara é outra falha desse tipo. Exemplos de falhas secundárias que limitam "horses" dentro do duplex são as Falhas do Sinforme do Morro Grande, de Almirante Tamandaré, das Aranhas, do Chopin e do Queimadinho.

9. As Formações Votuverava e Capirú são aqui consideradas alóctones, tendo sido deslocadas de seu sítio original de deposição através de empurrões relacionados à primeira fase de deformação, o mesmo tendo ocorrido com a pequena porção da Formação Setuva na área. Os núcleos do Complexo Pré-Setuva presentes no Núcleo Betara e no Antiforme do Setuva podem ser autóctones, tendo sido deformados pela primeira fase de deformação apenas em suas partes superiores, quando do transporte do Grupo Açunqui.

10. Segundo evidências petrográficas, a fase de deformação responsável pela xistosidade e do bandejamento gnáissico nos xistos e nos gnáisses do Complexo Pré-Setuva, presentes no Antiforme do Setuva, pode ser devido a metamorfismo dinâmico, associado a uma zona de cisalhamento. As condições de metamorfismo reinantes eram do Fácies Xisto Verde, zonas da Biótita/Almandina, ou no máximo Fácies Anfibolito, zona da Estaurolita. O regime crustal era do tipo Quase Plástico (QP), com a zona de cisalhamento tendo comportamento essencialmente dúctil.

11. O granito Morro Redondo apresenta uma extensa zona argilizada em seu interior, sugestiva de uma intensa alteração hidrotermal. As argilas presentes são a caolinita e a Halloysita, esta última um polimorfo da primeira.

12. O granito apresenta pelo menos três fácies distintos: granito pórfito, granito-equigranular grosseiro e Alaskito.

Foi observada cassiterita em lâminas delgadas, no fácies Alaskito.

13. Análises químicas tanto do talco como dos dolomitos da Faixa Itaiacoca sugerem uma talcificação provocada por soluções aquosas ricas em sílica, podendo estar relacionada a granitos intrusivos.

15. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. - 1944 - Collônia Itapevensis - Um Fóssil Pré-Cambriano no Estado de São Paulo. Fac.Fil.Ciên.e Letras.USP. Boletim XLV, Geol; Vol I, p29-106, São Paulo.
- ALMEIDA, F.F.M. - 1956 - Novas Ocorrências de Fósseis no Pré-Cambriano no Brasileiro. An.Acad.Bras.Ciên. 28(4), p 44-45, Rio de Janeiro.
- BALK, J.; KORSTGÅRD, J e SORENSEN, K. - 1975 - A major Shear Zone within the Nagssugtoqidian of West Greenland. Tectonophysics, 27: 191-209.
- BARBER, A. - 1965 - The History of Moine Thrust Zone, Hochcarron and Lochalsh, Scotland. Proc.Geol.Assoc. 76:215-242.
- BELL, T.H. - 1978 - Progressive Deformation and reorientation of Fold Axes in a Ductile Mylonite Zone: the Woodroffe Thrust. Tectonophysics, 44:285-320.
- BERG, R.B. - 1977 - Talc and Chlorite Deposits in Montana, Memcir 45, Montanha Bureau of Mines and Geology.
- BERTRAND, L. - 1944 - Histoire Geologique du Sol Français. Tome I, Bibl.Phil.Sc.Flamarion, Paris.
- BIGARELLA, J.J. e SALAMUNI, R. - 1956 - Estudo Preliminar da Série Açungui. V - Estruturas Organógenas nos Dolomitos da Formação Capirú(PR). Dusenya, 7(6), p 317-323, Curitiba - PR.
- BIGARELLA, J.J. e SALAMUNI, R. - 1958 - Estudos Preliminares da Série Açungui. VII - A Formação Votuverava. Bol.Inst.Hist.Nat. Geol., 6p, Curitiba - PR.
- BIGARELLA, J.J. e SALAMUNI, R. - 1967 - Geologia do Pré-Devoniano e Intrusivas Subsequentes da Porção Oriental do Estado do Paraná. Bol.Paran.Geoc., p 23-25, Curitiba - Pr.

- BOYER, S.E. - 1978 - Structure and Origin of Grandfather Mountain Window, North Carolina. PhD thesis, Johns Hopkins Univ.
- BOYER, S.E. e ELLIOTT, D. - 1982 - Thrust Systems. A.A.P.G.B, V 66: 1196-1230.
- BROWN, C.E. - 1971 - Talc, United State Mineral Resources, U.S. Geol Suevey Prof. Paper 820.
- BRYANT, B. e REED, J.C.Jr - 1969 - Significance of Lineation and Minor Folds near Major Thrust Faults in the Southern Appalachians and the British and Norwegian Caledonides. Geol. Mag. 106: 412-429.
- BUTLER, R.W.H. - 1982 - A Structural Analysis of the Moine Thrust zone between Loch Eriboll and Foinaven, NW Scotland. J.Struct. Geol. 4:19-29.
- CARVALHO, P.F. e PINTO, E.A. - 1937 - Reconhecimento Geológico na Série Açungui. DNPM, Div.Geol.Min., Bol 71, 29p, Rio de Janeiro.
- CHAPPEL, B.W. e WHITE, A.J.R. - 1974 - Two Contrastin Granite Types. Pacific Geology 8. p 173-174.
- CORDEIRO, D.S.; FELIPE, R.S. e PONTES, J.B. - 1981 - Notas sobre as Ocorrências de Fluorita do Vale do Ribeira (PR). Atas do 3º Simp Reg.de Geol., vol 1, p 83-89 - Curitiba - Pr.
- COWARD, M.P. - 1980 - Shear Zones in the PreCambrian Crust of Southern Africa. J.Struct. Geol., Vol 2:19-27.
- DAHLSTROM, C.D.A. - 1970 - Structural Geology in the Eastern Margin of the Canadian Rocky Mountains, Bul.Canadian Petroleum Geology, V 18:332-406.
- DALZIEL, I.W.D. e BAILEY, S.W. - 1968 - Deformed Garnets in a Mylonitic Rock from the Grenville Front and thier Tectonic Significance. Am.J.Sci, 255:542-562.
- DENNIS, J.G. - 1967 - International: Tectonic Dictionary, English terminology. Am.Assoc.Petroleum Geologists, Mem.7, 196 p.

- DERBY, O. - 1978 - Geologia da Região Diamantífera da Província do Paraná no Brasil. Arq. Mus. Nac., Vol 3, p 89-96, Rio de Janeiro.
- EBERT, H. - 1971 - Observações sobre a litologia e subdivisão do "Grupo Setuva" no Estado do Paraná. An. do XXV Congr. Bras. Geol., Vol. 1; p 131-165, São Paulo.
- ELLIOTT, D. e JOHNSON, M. R. W. - 1980 - The Structural Evolution of the northern part of the Moine Thrust Zone. Royal Soc. Edinburgh Trans. Earth Sc, v 71:69-96.
- ESCHER, A. e WATTERSON, J. - 1974 - Stretching Fabrics, Folds and Crustal Shortening. Tectonophysics, 22:223-231.
- ESCHER, A.; ESCHER, J. e WATTERSON, J. - 1975 - The Reorientation of the Kangamiut Dike Swarm, West Greenland. Can. J. Earth Sci, 12 : 158-173.
- FAIRCHILD, T. R. - 1977 - Conophyton and other Columnar Stromatolites from the Upper Precambrian Açungui Group near Itapeva, SP, Brazil. In: Simp. Reg. Geol., 01, São Paulo. Atas..., SGB, p 179-198, São Paulo.
- FAIRCHILD, T. R. - 1982 - New Stromatolites from the Upper Precambrian Açungui Group, eastern Paraná, Brazil, and their potential Stratigraphic use. Bol. Inst. Geoc. USP., 13, p 43-134, São Paulo.
- FIORI, A. P., et al - 1984 - Lineamentos Tectônicos e Possíveis Mineralizações Associadas no Prê-Cambriano Paranaense. Convênio UFPr-Mineropar, Vol 1, Curitiba - Pr., 261p.
- FRITZSONS Jr. O.; PIERKARZ, G. F. e FALCADÉ, D. - 1982 - Geologia e Potencial Econômico do Grupo Setuva (PR). An. do XXXII Cong. Bras. Geol., Vol 3, p 987-1001, Salvador.
- FUCK, R. A. - 1967 - Geologia da Folha de Abapã. Bol. Univ. Fed. Pr - Geologia - Curitiba, Pr.
- FUCK, R. A.; TREIN, E. e MARINI, O. J. - 1971 - Geologia do Leste Paranaense. An. do XXV Congr. Bras. Geol., Vol. 1, p 121-130, São Paulo.

- FUCK, R.A.; TREIN, E.; MURATORI, A; e RIVEREAU, J. - 1969 - Mapa Geológico Preliminar do Litoral, da Serra do Mar e parte do Primeiro Planalto do Estado do Paraná. Bol.Par.Geoc., p 122-152, Curitiba-PR.
- HARDING, T.P - 1973 - New-Inglewood Trend, California - An example of wrenching style of deformation. A.A.PG Bulletin, 57:97-116.
- HASUI, Y. et al - 1975 - The Ribeira Folded Belt. Rev. Bras.Geoc., 5(4):257-266. São Paulo.
- HASUI, Y.; CREMONINI, O.A. e BORN, H. - 1984 - Considerações sobre o Grupo Açungui em São Paulo e porção Adjacente do Paraná. An. do XXXIII Cong.Bras.Geol., Vol 7, p 3297-3306, Rio de Janeiro.
- HEIDRICK, T.L. e TITLEY, S.R. - 1982 - Fracture and dike Patterns in Laramide Plutons and their Structural and Tectonic Implications, America Southwest in Titley, S.R. ed, Advances in Geology of the Porphyry Copper Deposits of the American Southwest. Tucson, Univ Ariz.Press. Chapter 4.
- HIGGINS, M.W. - 1971 - Cataclastics Rocks. U.S.Geol.Survey. Prof. Paper, 687, 97p, Washington.
- HOBBS, B.E. e WILKIE, J.C. - 1976 - Deformation mechanisms in quartz. 25th Ub, Geol. Congr; Sydney.
- HOSSACK, J.R. - 1968 - Pebble Deformation and Thrusting in the Bygdin area (Southern Norway). Tectonophysics, 5:315-339.
- ISHIHARA, S. - 1981 - The Granitoid Series and Mineralization. Economic Geology, 75 th, Anniversary volume, p 458-484.
- JOHNSON, M.R.W. - 1967 - Mylonite Zones and Mylonite Banding. Nature, 213:246-247.
- JOHNSON, R.L. - 1968 - Structural History of the Western front of the Mozambique Belt in Northeast Southern Rhodesia. Bull.Geol. Soc.Am. 79:513-526.
- KAUL, P.F.T. - 1979 - Pré-Cambriano e Eo-Paleozóico do Nordeste de Santa Catarina e Leste do Paraná: Reavaliação de dados e correlações com a África. Am. 2º Simp.Reg.Geol., 1:1-15, Rio Claro.

- KLIGFIELD, R. e CRESPI, J. - 1984 - Displacement and Strain patterns of Extensional Orogens. *Tectonics*, 3:577-609.
- KLIGFIELD, R.; CARMIGNANI, L. e OWENS, W.H. - 1981 - Strain Analysis of a Northern Appenine Shear Zone using Deformed Marble Breccias. *J. Struc. Geol.*, Vol 3:421-436.
- LOWELL, J.D. e GUILBERT, J.M. - 1970 - Lateral and Vertical Alteration - mineralization Zoning in Porphyry Copper Deposits. *Economic Geology*, V 65:373-408.
- MAACK, R. - 1947 - Breves Notícias sobre a Geologia dos Estados do Paraná e Santa Catarina. *Arq. Biol. Tecn.*, Vol 2:63-154, Curitiba.
- MARINI, O.J. - 1970 - Geologia da Folha de Rio Branco do Sul (PR). Tese de Doutorado apresentada na Fac. Fil. Ciênc. e Letras de Rio Claro, 190p, inédito, Rio Claro.
- MARINI, O.J. e BIGARELLA, J.J. - 1967 - Rochas Calcárias do Grupo Açungui. Em: Bigarella, Salamuni e Pinto - Geologia do Pré-Devoniano e Intrusivas Subsequentes da Porção Oriental do Estado do Paraná. *Bol. Paran. Geoc.*, 23-25:157-181, Curitiba-Pr.
- MARINI, O.J. e LEPREVOST - 1967 - Principais Recursos Minerais do Grupo Açungui no Estado do Paraná. In: Bigarella e Salamuni - Geologia do Pré-Devoniano e Intrusivas Subsequentes da Porção Oriental do Estado do Paraná. *Bol. Paran. Geoc.*, nº 23/25:43-104.
- MARINI, O.J.; TREIN, E. e FUCK, R.A. - 1967 - O Grupo Açungui no Estado do Paraná. In: Geologia do Pré-Devoniano e Intrusivas Subsequentes da Porção Oriental do Estado do Paraná. *Bol. Paran. Geoc.* 23-25:307-324, Curitiba - Pr.
- MAX, M.D. e DHONAY, N.B. - 1971 - A New Look at the Rosslare Complex. *Sci. Proc. R. Dublin. Soc. Ser. A*, 4:103-120.
- MCLEISH, A.J. - 1971 - Strain Analysis of Deformed Pipe Rock in the Moine Thrust Zone, Northwest Scotland. *Tectonophysics*, 12:469-504.

- MEDLIN, J.H. e CRAWFORD, J.H. - 1973 - Stratigraphy and Structure along the Brevard Fault Zone in Western Georgia and Eastern Alabama. Am.J.Sci, 273A: 89-104.
- MEHNERT, K.R. - 1968 - Migmatites and the Origin of Granitic Rocks. Elsevier Publ. Ca, New York.
- MOODY, J.B. e HILL, M.J. - 1956 - Wrench-fault Tectonics. Geol.Soc. Am.Bull 67:1207-1246.
- NICOLAS, A. e BOUDIER, F. - 1975 - Kinematic Interpretation of Folds in Alpine-Type Peridotites. Tectonophysics, 25:233-260.
- NICOLAS, A.; BOUDIER, F. e BOULLIER, A.M. - 1973 - Mechanisms of flow in Naturally and Experimentally Deformed Peridotites. Am.J.Sci, 273:853-876.
- OLIVEIRA, E.P. - 1927 - Geologia e Recursos Minerais do Estado do Paraná. Serv.Geol.Mineral do Brasil, Monografia VI, Rio de Janeiro.
- OLIVEIRA, E.I. e LEONARDOS, O.H. - 1943 - Geologia do Brasil. Ministério Agric.Serv.Didático, V 2, 782p (Imprensa Nacional), Rio de Janeiro.
- PIERKARZ, G.F. - 1981 - Reconhecimento de Unidades Correlacionáveis a Sequência Mineralizada do Perau(Pr). An 3º Simp.Reg.Geol., SBG/SP, Vol 1:148-155, Curitiba - Pr.
- PIERKARZ, G.F. - 1984 - Geologia e Resultados Preliminares da Pesquisa no Núcleo Betara, da Formação Perau (Pr). An do XXXIII Congr.Bras.Geol., Vol VII, p 3682-3696, Rio de Janeiro.
- PONTES, J.B. - 1980 - Investigações e Potencialidades Econômicas da Formação Água Clara (Pr). Relatório Interno da Mineropar - inédito, Curitiba - Pr.
- PONTES, J.B. - 1982 - Geologia e Potencialidades Econômicas da Formação Água Clara (Pr). An XXXII Congr.Bras.Geol., vol 3, p 1002-1016, Salvador.
- POPP, J.H.; ANGULLO, R. e BIGARELLA, J.J. - 1979 - Geologia. In: Bigarella, J.J. et al - Recursos Naturais, Folha Ouro Fino. Comec, p 22-26, Curitiba-Pr.

- RAMSAY, J.G. - 1980 - Shear Zone Geometry: a Review. Journal of Structural Geology, Vol 2, nº 112, p 83-99, Pergamon Press Ltd, Great Britain.
- RAMSAY, J.G. e GRAHAM, R.H. - 1970 - Strain Variations in Shear Belts. Can. J. Earth Sci, 7:786-813.
- REKS, I.J. e GRAY, D.R. - 1982 - Strain Patterns and Shortening in a Folded Thrust Sheet: an Example from the Southern Appalachians. Tectonophysics, 93:99-128.
- ROSS, J.U. - 1973 - Mylonitic Rocks and Flattened Garnets in the Southern Okanagna of British Columbia. Can. J. Earth Sci, 10:1-17.
- ROUSSEL, D.H. - 1975 - The Origin of Foliation and Lineation in the Onaping Formation and the Deformation of the Sudbury Basin. Can. J. Earth Sci, 12:1379-1395.
- SANDERSON, D.J. - 1980 - The Transition from Upright to Recumbent Folding in the Variscan Fold Belt of Southwest England: a model Based on the Kinematics of Simple Shear. J. Struc. Geol., Vol 1: 171-180.
- SANDERSON, D.J. - 1982 - Models of Strain Variations in Nappes and Thrust Sheets: a Review. Tectonophysics, 88:201-233.
- SCHÖLL, W.U.; SILVA, A.C.G.A. e MONASTIER, M.S. - 1982 - A Formação Setuva do Pré-Cambriano do Estado do Paraná - uma revisão crítica. An do XXXII Congr. Bras. Geol., Vol 1, p 55-63, Salvador.
- SCHÖLL, W.U.; LOPES, O.F.; SILVA, A.C.G.A. e PROZZI, C.R. - 1980 - Geologia do Pré-Cambriano da Região do Anticlinal do Setuva (município de Bacaiúva do Sul e Rio Branco do Sul - PR). An XXXI Cong Bras. Geol., Vol 5, p 3003-3012, Camboriú.
- SIBSON, R.H. - 1977 - Fault Rocks and Fault Mechanisms. Geol. Soc. London, Vol 133, p 191-213.
- SIMPSON, C. e SCHMIDT, S.M. - 1983 - An Evaluation of criteria to Deduce the Sense of Movement in Sheared Rocks. Geol. Soc. Am. Bull, 94:1281-1288.

- SOBANSKI,A; GIUSTI,D.A e CHODUR,N.L. - 1984 - As Jazidas de Talco' de Abapã, Município de Castro(Pr). Anais do XXXIII Congr.Bras. Geol., Vol VIII, p 3799-3808, Rio de Janeiro.
- SPRY,A. - 1976 - Metamorphic Textures. Pergamon Press Ltd., 3 rd ed, 350p, England.
- STIREWALT,G.L. e DUNN,D.E. - 1973 - Mesoscopic fabric and Structural History of Brevard Zone and Adjacent Rocks, North Carolina. Geol.Soc.Am.Bull, 84:1629-1650.
- STOWE,C.W. - 1974 - Alpine - type Structures in the Rhodesian Basement Complex at Selukwe. J.Geol.Soc.Lond. 130:411-426.
- STRECKEISEN,A. - 1967 - Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. Neues Jahrbuch fur Mineralogie. Abhandlungen 107, p 144-240.
- SUSZCZYNSKI,E.T. - (1975) - Os Recursos Minerais Reais e Potenciais do Brasil e sua Metalogenia. Ed. Inter-ciência, Rio Janeiro.
- TERMIER,P. - 1903 - Les Nappes des Alpes Orientales et la Synthèse des Alpes. Bull.Soc.Geol.France, Vol 3:711-765.
- THAKUR,V.L. - 1974 - Analysis of Type of Tectonic Strain in poly - phased Deformed Molare area, Tessin, Switzerland, using Deformed pebbles. Geol.Rundsch. 63:326-334.
- VEIGA,A.T.C. e SALOMÃO,E.L. - 1980 - A Formação São Sebastião e sua Importância Econômica. An XXXI Congr.Bras.Geol., Vol 2, p 826 - 831, Camboriú.
- WHITE,S.H.; BURROWS,S.E.; CARREAS,J.; SHAW,N.D. and HUMPHREYST,F.J. - 1980 - On Mylonites in Ductile Shear Zones. Journal of Structural Geology. Vol 2, nº 1/2, p 175-187. Pergamon Press Ltd, Britain.
- WILCOX,R.E.; HARDING,T.P, e SEELY,D.R. - 1973 - Basic Wrench Tectonics. A.A.P.G.Bulletin, 57:74-96.
- WILKINSON,P; SOPER,M.J. e BELL,A.M. - 1975 - Skolithos Pipes as Strain Markers in Mylonites. Tectonophysics, 28:143-158.

ANEXO 1 - EQUIVALÊNCIA ENTRE OS PONTOS PLOTADOS NO MAPA DE PONTOS DO CONVÊNIO UFPr.-MINERO-PAR E OS DOS TRABALHOS DE FORMATURA DE - SENVOLVIDOS PELA UFPr.

PONTO FOTOIN.	PONTO UFPr.	PONTO FOTOIN.	PONTO UFPr.	PONTO FOTOIN.	PONTO UFPr.	PONTO FOTOIN.	PONTO UFPr.
1 A	2	36 A	63	70 B	98	104 E	13
2	45	37	32	71	11	105	1
3	51	38	34	72	97	106	2
4	69	39	31	73	99	107	3
5	4	40 A	30	74	40	108	4
6	5	*****	*****	75	41	109	49
7	7	41 B	4	76	48	110	50
8	8	42	103	77	47	111 E	51
9	14	43	2	78	38	112	52
10	16	44	5	79	55	113	77
11 A	71	45	6	80	-	114	78
12	54	46	7	81 B	20	115	5
13	55	47	8	82	19	116	76
14	17	48	74	83	13	117	22
15	32	49	10	84	81	118	23
16	72	50	73	85	43	119	23A
17	64	51 B	95	86	42	120	24
18	53	52	60	87	44	121 E	25
19	1	53	90	88	45	122	26
20	41	54	59	89	75	123	27
21 A	15	55	56	90	86	124	69
22	38	56	91	91 B	87	125	28
23	48	57	92	92	67	126	68
24	47	58	29	93	102	127	65
25	46	59	27	94	64	128	81
26	50	60	69	95	62	129	80
27	49	61 B	26	96 B	28	130	82
28	10	62	23	*****	*****	131 E	83
29	13	63	25	97 E	47	132	87
30	18	64	49	98	16	133	88
31 A	25	65	51	99	17	134	32
32	19	66	52	100	48	135	33
33	27	67	72	101	20	136	63
34	29	68	71	102	15	137	64
35	57	69 B	70	103 E	14	138 E	46

139 E	45	179 H	2	219 C	9	259 F	50
140	44	180	114	220	7	260	43
141	43	181	113	221	6	261	41
142	42	182	110	222	10	262	38
143	41	183	111	223	11	263	3
144	40	184	95	224	12	264	78
145	39	185	17	225	30A	265	72
146	38	186	16	226	13A	266	73
147	37	187	3	227	3	267	74
148	36	188	109	228	2	268	75
149	35	189	77	229 C	4	269	77
150	85	190	62	230	42	270 F	76
151 E	86	191 H	61	231	43	271	109
152	57	192	4	232	40	272	110
153	10	193	5	233	24	273	61
154	11	194	15	234	16	274	62
155	12	195	71	235	39	275	64
156	8	196	13	236	34	276	60
157	7	197	75	237	18	277	57
158	56	198	47	238	18A	278	58
159	9	199	44	239	17	279	17
160	54A	200	48	240 C	21	280 F	18
161	58	201	57	241	22	281	29
162	62	202 H	59	242	-	282	112
163	30	*****	*****	243 C	19	283	6
164	31	203 C	32	*****	*****	284	5
165	60	204	27	244 F	91	285	7
166 E	84	205	36	245	92	286	8
*****	*****	206	F.A.1	246	93	287	106
167 H	27	207	46	247	94	288	12
168	54	208	45	248	30	289	11
169	35	209	28	249	26	290 F	105
170	96	210	37	250	23	291	39
171	97	211 C	48	251	21	292	81
172	37	212	44	252	15	293	82
173	23	213	5	253	27	294	83
174	22	214	38A	254	28	295	9
175	21	215	38	255	35	296 F	116
176	20	216	38B	256 F	36	*****	*****
177	112	217	8	257	37	297 D	41
178 H	1	218 C	41	258 F	48	298	21

299 D	25	340 D	15	380 J	145	420 L	61
300	23	341	13	381	144	421	12
301	27	342	14	382	150	422	15
302	26	343	12	383	149	423	16
303	42	344	58	384	138	424	11
304	28	345 D	64	385	140	425	57
305	29	*****	*****	386	16	426	59
306	67	346 J	83	387	14	427	58
307	34	347	41	388	218	428	32
308	35	348	152	389 J	136	429 L	30
309 D	8	349	74	390	13	430	76
310	9	350	76	391	103	431	29
311	54	351	210	392	105	432	36
312	61	352	78	393	98	433	73
313	31	353	79	394	30	434	34
314	30	354	51	395	29	435	8
315	52	355	49	396	189	436	72
316	53	356	80	397	35	437	33
317	49	357	81	398	36	438	79
318	44	358	169	399 J	23	439 L	48
319 D	66	359 J	166	400	20	440	54
320	50	360	19	401	179	441	71A
321	51	361	18	402	1	442	43
322	55	362	224	403	223	443	28
323	38	363	193	404	222	444	41
324	43	364	195	405	72	445	46
325	1	365	195	406	130	446	69
326	2	366	197	407	63	447	27
327	57	367	196	408	50	448	26
328	3	368	199	409 J	5	449 L	25
329 D	59	369 J	198	410	229	450	23A
330	4	370	84	411	160	451	40
331	60	371	85	412	226	452	39A
332	6	372	42	413 J	231	453	21A
333	7	373	42A	*****	*****	454	20
334	5	374	201	414 L	24	455	52
335	11	375	200	415	51	456	53
336	46	376	202	416	50	457	1
337	47	377	209	417	49	458	5
338	48	378	206	418	60A	459	6
339 D	16	379 J	148	419	62A	460 L	7
						*****	*****

461 M	238	503 M	30	544 M'	232	584 N	226
462	237	504	160	545	167	585	21
463	66	505	157	546	168	586	16
464	266	506	126	547	166	587	189
465	63	507	124	548	165	588	230
466	249	508	125	549	171	589	26
467	190	509 M	153	550	170	590	125
468	193	510	39	551	188	591	124
469 M	192	511	156	552	187	592	179
470	21	512	34	553 M'	184	593	235
471	127	513	212	554	50	594	174
472	228	514	215	555	51	595	111
473	226	515	219	556	66	596	112
474	20	516	214	556-A	65	597	101
475	183	*****	*****	557	64	598	95
476	223	517 M'	1	558	55	599 N	88
477	83	518	2	559	59	600	93
478	84	519	4	560	151	601	67
479 M	91	520	5	561	97	602	66
480	88	521	8	562	96	603	65
481	107	522	10	563	150	604	64
482	140	523	11	564	87B	605	57
483	139	524	12	565	142	606	58
484	49	525	13	566	156	607	70
485	72	526 M'	213	567	157	608	72
486	79	527	15	568	143	609	69
487	204	528	16	569 M'	85B	610	94
488	205	529	18	570	86B	611	54
489 M	46	530	19	571	98	612 N	60
490	47	531	20	572	53	*****	*****
491	47A	532	21	573	30	613 0	13
492	80	533	22	574	49	614	14
493	81	534	23	575	110	615	193
494	168	535	24	576	104	616	192
495	217	536 M'	25	577	108	617	179
496	220	537	137	578	107	618	177
497	222	538	136	579 M'	102	619	173
498	164	539	135	*****	*****	620 0	172
499 M	163	540	132	580 N	229	*****	*****
500	166	541	67	581	222	621 P	57
501	23	542	235	582	224	622	56
502	170	543 M'	236	583	223	623	58

624	59	665 R	68	706 S	59	747 U	85
625 P	19	666	67	707	1	748	162
626	14	667	110	708	15	749	163
627	11	668	111	709	63	750	164
628	10	669	112	710	65	751	86
629	28	670	108	711	55	752	94
630	15	671	64	712 S.	53	753	95
631	18	672	65	*****	*****	754	93
632	75	673	66	713 T	45	755	96
633	4	674	89	714	46	756	66
634 P	27	675	88	715	47	757	67
635	37	676	16	716	48	758	68
636	25	677	17	717	49	759	69
637	24	678	90	718	50	760	180
638	62	679	91	719	82	761 U	181
639	61	680	13	720	81	762	182
640	23	681	15	721 T	52	763	165
641	22	682	18	722	55	764	174
642	21	683	20	723	57	765	175
643 P	56	684	19	724	94	766 U	176
644	46	685	50	725	16	*****	*****
645	45	686	63	726	13	767 I	101
646	44	687	21	727	12	768	100
647	43	688	24	728	62	769	2
648	42	689	28	729	61	770	3
649	41	690	25	730 T	60	771	4
650	40	691	75	731	69	772	5
651	39	692	83	732	10	773	7
652	31	693	82	733	11	774	8
653	32	694	102	734	18	775	9
654	33	695	8	735	78	776	12
655 P	35	696	9	736	21	777 I	13
*****	*****	697	115	737	79	778	14
656 Q	41	698	116	738	96	779	15
657	21	699	113	739	59	780	16
658	20	700 R	105	740 T	99	781	189
659	23	*****	*****	741	74	782	19
660	24	701 S	25	742	72	783	20
661	25	702	76	743	35	784	21
662	18	703	20	744	28	785	167
663	19	704	40	745	25	786	22
664 Q	17	705 S	77	746 T	33	787 I	24
*****	*****			*****	*****		

788 I	25	829 G	52	870 +	24	904	13
789	27	830	53	*****		905	11
790	26	831	68	871 I	11	906 _X	28
791	165	832	46	872	11A	*****	
792	164	833	47	873	32	907 Y	15
793	163	834	48	874	37	908	16
794	58	835	49	*****		909	17
795	57	836	113	875 V	66	910	18
796	113	837	115	876	63	911	19
797	114	838	23	877	57	912	20
798	111	839	24	878	48	913	9
799	50	840	155	879	71	914	8
800	215	841	26	880	73	915	21
801 I	33	842	27	*****		916	7
802	98	843	134	881 III	29	917	6
803	99	844	132	882	32	918	75
804	49	845	131	883	36	919 Y	13
805	37	846	28	*****		920	14
806	38	847	29	884 X	5	921	24
807	130	848	153	885	4	922	37
808	115	849 G	154	886	3	923	9R/44
809	116	850	146	887	2	924	36
810	117	851	145	888	1	925	45
811	212	852	149	889 X	18	926	48
812	213	853	141	890	19	927	46
813 I	28	854	31	891	26	928	47
*****		855	37	892	20	929	50
814 G	60	856	92	893	25	930	8R
815	84	857	91	894	24	931	68
816	42	858	90	895	17	932	35
817	40	859	157	896	16	933	34
818	43	860 G	4	897	15	934	33
819	44	*****		898	29	935	32
820	57	861 +	12	899 X	27	936	38
821	58	862	13	900	14	937	39
822	59	863	14	901	23	938	72
823	79	864	15	902	22		
824	78	865 +	16	903	21		
825	81	866	20				
826	77	867	21				
827	80	868	22				
828 G	70	869 +	23				

939 Y	41	973 Z	62	1009Z	39/29	1044 Q	7
940	42	974	22	1010	30	1045	5
941	43	975	65	1011	31/32	1046	8
942	28	976	20	1012 Z	57	1047	6
943	29	977	21	*****	*****	1048	4
944	30	978	63	1013 W	Q	1049	10
945	63	979	47	1014	P	1050	14
946	64	980	16	1015	O	1051	9
947	X+2	981	15	1016	30	1052	12
948	27	982	14	1017	31R	1053	40
949	5	983 Z	48	1018	S	1054	16
950	4	984	13	1019	U	1055	39
951	73	985	49	1020	A	1056	38
952	74	986	12	1021	B	1057	3
953	4	987	11	1022	7	1058	-
954	70	988	09/10	1023	6	1059	34
955	71	989	5	1024	N	1060	15
956	26	990	4	1025	T	1061 Q	1
957	2	991	3	1026	36	1062	28
958	49	992	1	1027	23	1063	32
959	80	993	54	1028	24	1064	33
960 Y	1	994	55	1029	18	1065	29
961	77	995	56	1030	19	1066	30
962	78	996	53	1031	20	1067	31
963	79	997	40	1032	21	1068	37
*****	*****	998	39	1033	17	1069	36
964 X	10	999	66	1034	16	1070	35
965	12	1000 Z	64	1035	15	*****	*****
966 X	6	1001	38	1036	X	1071 K	46
*****	*****	1002	50	1037	25	1072	47
967 Z	19	1003	51	1038	26	1073	49
968	59	1004	52	1039	L	1074	48
969	24	1005	36	1040 W	35	1075	41
970	58	1006	35	1041	E	1076	42
971	60	1007	41	1042	D	1077	43
972	61	1008	34	1043	M	1078	44
*****	*****	*****	*****	*****	*****	1079 K	45

1080 K	40	1116 K	21	1151 Ç	48	1187	8
1081	39	1117	22	1152	49	1188	62
1082	38	1118	23	1153	24	1189	63
1083	37	1119	24	1154	11	1190	13
1084	62	1120	24	1155	50	1191	6
1085	36	1121	25	1156	4	1192	7
1086	35	1122	52	1157	91	1193	80
1087	32	1123	25A	1158	3	1194	78
1088	34	1124	25B	1159	2	1195 Ç	22
1089	33	1125	58	1160	90	1196	23
1090	18	1126	26	1161	1	1197	79
1091	1	1127	27	1162	18	1198	20
1092	3	1128	35	1163 Ç	60	1199	21
1093	15	1129	28	1164	89	1200 Ç	71
1094	16/64	1130	59	1165	88	1201	70
1095 K	50	1131 K	38	1166	87	1202	69
1096	17	1132	29	1167	86	1203	22
1097	4	1133	30	1168	55	1204	68
1098	5	1134	31	1169	26	1205	28
1099	55	1135	60	1170	53	1206	65
1100 K	51	*****	*****	1171	25	1207	29
1101	6	1136 Ç	37	1172	82	1208	27
1102	5	1137	81	1173	44	1209 Ç	32
1103	7	1138	38	1174	27	1210	33
1104	9	1139	39	1175	57	1211	64
1105	10	1140	41	1176	58	1212	12
1106	54	1141	43	1177 Ç	47	1213	9
1107	53	1142	56	1178	5	1214	15
1108	14	1143	54	1179	46	1215	15
1109	13	1144	52	1180	19	1216	66
1110	66	1145	51	1181	75	1217	67
1111	11	1146	10	1182	45	1218	14
1112	19	1147	24	1183	28	1219	76
1113	56	1148	74	1184	77	*****	*****
1114 K	57	1149	73	1185 Ç	59	*****	*****
1115	20	1150	72	1186	61		

ANEXO 2 - RELAÇÃO DOS TRABALHOS REALIZADOS PELA
UFPr. E UTILIZADOS NO CONVÊNIO UFPr.-
MINEROPAR.

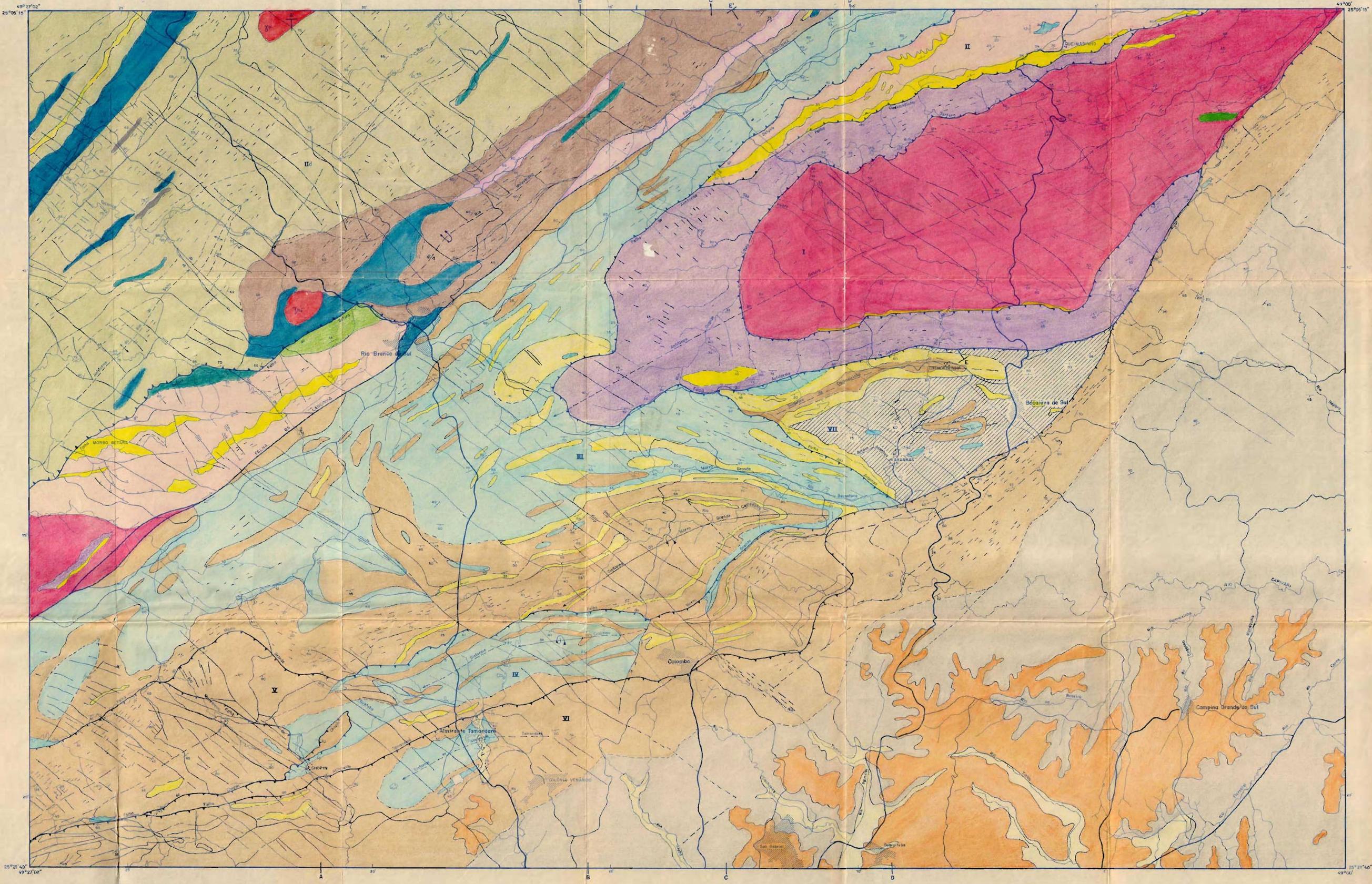
CÓDIGO	EQUIPE	C O M P O N E N T E S	ESPECIFICAÇÃO
A	VI	Antonio Martins João Jorge de Andrade Yumiko Ikeda	Graduação 2º Sem./1982
B	V	Paulo Ricardo S. dos Santos Sergio Carlos M. Schott	Graduação 2º Sem./1982
C	III	Adolfo A. Vargas Paulo Cesar Sartor de Oliveira Sonia Mara Miranda	Graduação 2º Sem./1983
D	I	Ana Maria Rodrigues Ribeiro Carlos Eduardo D. Vieira Paulo José Soavinski	Graduação 2º Sem./1983
E	IV	Jurandir Boz Filho Manoel Trombini Garrido Rogerio H.F. Miranda	Graduação 2º sem./1983
F	II	Adalberto Amâncio de Souza André Adriano Bender Soraia Marinon Zardo	Graduação 2º sem./1983
G	IV	Antonio Luis Tizi Mauro Oswin Facci	Graduação 2º sem./1979
H	VI	Carlos de V. Ehalt Nelson Luis Chodur	Graduação 2º sem./1979

I	V	Airton Marques Helio de Moraes e S. Filho	Graduação 2ª sem./1979
J	III	Carlos Adolfo Schott David Werner Walter Rottschaeffer	Graduação 1ª sem./1979
L	II	Fernando Althoff Ivo Hauer Malschitzky	Graduação 2ª sem./1982
M e M'	VII	Elizabeth M.C. Floriani Maurilio Thá Miriam Laila Absy	Graduação 1ª e 2ª sem./79
N	I	João M. da Silva Rubens José Nadallin	Graduação 2ª sem./1979
O	II	Jorge Henrique Jacob José Antonio Zem	Graduação 2ª sem./1979
P	V	Cesar Fadel Silvia Mara Cim	Graduação 2ª sem./1980
Q	VI	Carlos U. C. Maranhão José Contreras Martinelli	Graduação 2ª sem./1980
R	IV	Luis Marcelo de Oliveira Renato Muzolon	Graduação 1ª sem./1980

S	V	João A. Filho José A. Tulio	Graduação 1ª sem./1980
T	IV	Oduvaldo Bessa Junior Rossana M. K. Consolin	Graduação 2ª sem./1982
U	III	Luis C. Pomiecinski Renato Eugenio de Lima	Graduação 2ª sem./1979
K	II	Katia Norme Siedlecki Shigueru Hassumi	Graduação 1ª sem./1980
I	I	Elisete do Carmo Cremonesi Liliam Bay Luis Manoel Alves Marçal	Trabalho prático da disciplina de Geologia de Cam- po - 1ª Sem./85
V	V	Elson Genoval Daniel Luis Gomes Vitor Hugo Contreras Lainez	Trabalho prático da disciplina de Geologia de Cam- po - 1ª Sem./85
II	II	Carlos Roberto Soares Neila Chinen Paulo Roberto U. Bezerra	Trabalho prático da disciplina de Geologia de Cam- po - 1ª sem./85
++ ++		Integrantes do Convênio	Mapeamento rea- lizado no Convê- nio.
X	II	Mário Kondo Paulo Jó da Silva	Graduação 2ª sem./1980

Y	I	Abel José Castillo Lezcano Rui Cesar de Quadros Assad	Graduação 2º sem./1982
Z	III	Faustino Lauro Corso Martina Grasel Fugnioni	Graduação 2º sem./1980
W	IV	Fernando C. Rigon Paulo C. Manzig	Graduação 2º sem./1980
Ç	III	Antonio Mercuri Sebastião Maciel	Graduação 1º sem./1980

MAPA GEOLÓGICO-ESTRUTURAL DA REGIÃO DE RIO BRANCO - BOCAIÚVA DO SUL



CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

- Depósitos recentes (Aluvião)
- Formação Guabroluba
- Intrusivos básicos
- GRANITOS INTRUSIVOS**
 - Granito Rio Abaixo
 - Granito Piedade
- GRUPO AÇUNGUI**
- FORMAÇÃO CAPIRÚ
 - Filtos
 - Filtos-Quartzitos
 - Mármore dolomítico com níveis metamórficos
 - Quartzitos
- FORMAÇÃO VOTUVERAVA
 - Micaschisto, metarenchisto, metargilite com fílitos subordinados
 - Filtos
 - Mármore calcário com níveis calcários e/ou gneissíferos
 - Quartzitos
 - Metaconglomerados
 - Metabasitos
 - Rochas calcossilicáticas
- GRUPO SETUVA**
 - Xistos
 - Quartzitos
 - Mármore
 - Metabasito
 - Seqüência Ferruginosa (fábricas, quartzitos ferruginosos)
- COMPLEXO PRÉ-SETUVA**
 - Gnaisses
 - Xistos
 - Quartzitos
 - Metachert
 - Metatrabásicos
- COMPLEXO GNÁISSICO-MIGMATÍTICO**
 - Gnaisses e migmatitos com xistos e quartzitos intercalados
- LEGENDA GEOLÓGICA**
 - Falha de natureza não definida
 - Falha de empurrão
 - Falha transcorrente com sentido de deslocamento indicado
 - Falha normal indicando movimento relativo dos blocos
 - Traço de fratura
 - Traço de foliação
 - Eixo de dobra definida com cainento indicado
 - Eixo de dobra inferida com cainento indicado
 - Eixo de dobra inferida sem cainento indicado
 - Contato litológico definido
 - Contato litológico inferido
 - Acomanento com mergulho definido
 - Acomanento com mergulho inferido
 - Acomanento vertical
 - Xistocidade com mergulho inferido
 - Xistocidade vertical
- PLANIMÉTRICA**
 - Localidade
 - Cidade
 - Estrada principal
 - Estrada secundária
 - Rio



MAPA GEOLÓGICO-ESTRUTURAL DA REGIÃO DE BATEIAS-CAMPO LARGO



CONVENÇÕES

LITOLÓGICAS

- Depósitos recentes (Aluviões)
 - Formação Guabiruba
 - Intrusivas básicas
 - Formação Furnas
 - Formação Camarinha
- GRANITOS INTRUSIVOS**
- Granito do Cerna
 - Granito Chacrinha
 - Granito Passa Três
 - Granito Três Córregos
- GRUPO AÇUNGUI
FORMAÇÃO CAPIÇU**
- Filitos
 - Mármore dolomíticos com níveis estromatolíticos
 - Quartzitos
- FORMAÇÃO VOTUVERAVA**
- Metassiltitos, metarritmitos, metamargas e filitos subordinados
 - Filitos
 - Quartzitos
 - Mármore
 - Rochas calcossilicáticas
- GRUPO SETUVA**
- Mármore
 - Xistos
 - Quartzitos
 - Metabásicas
 - Calcossilicáticas
- COMPLEXO PRÉ-SETUVA**
- Gnaisses
 - Xistos
 - Quartzitos
- COMPLEXO GNÁISSICO-MIGMATÍTICO**
- Gnaisses e migmatitos com xistos e quartzitos intercalados

GEOLÓGICAS

- Falha de natureza não definida
- Falha de empurrão
- Falha transcorrente com sentido de deslocamento indicado
- Falha inferida, fratura
- Traço de fratura
- Traço de foliação
- Anticlinal com carimbo de eixo definido
- Anticlinal inferido sem carimbo de eixo
- Contato litológico definido
- Contato litológico inferido
- Braquianticlinal
- Acamamento com mergulho definido
- Acamamento com mergulho inferido
- Xistosidade com mergulho definido
- Xistosidade vertical

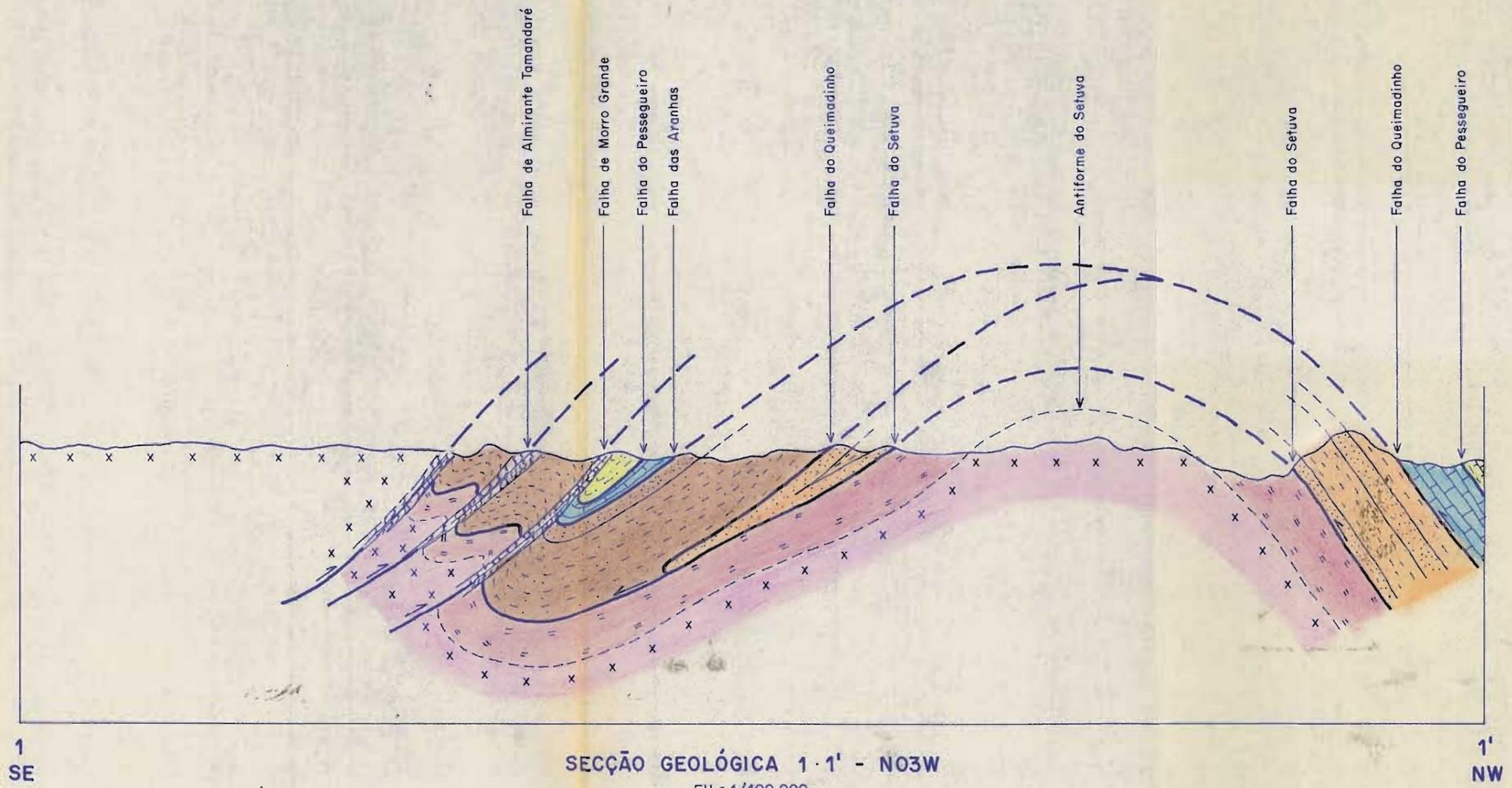
PLANIMÉTRICAS

- Localidade
- Estrada principal
- Estrada secundária
- Rio

Entidade: **CONVÊNIO UFPR - MINEROPAR**

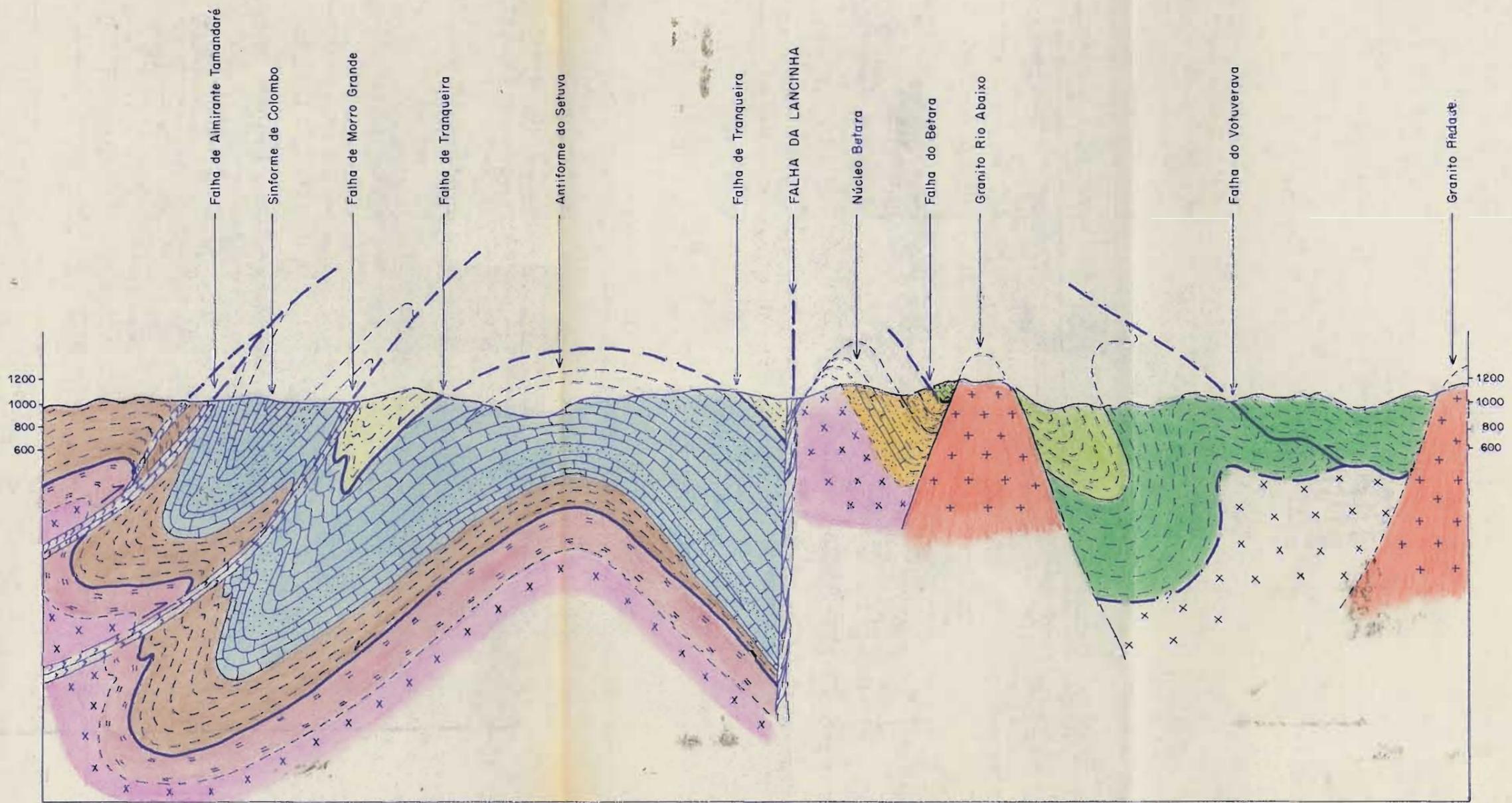
Título: MAPA GEOLÓGICO-ESTRUTURAL	Município: CAMPO LARGO
Conteúdo: REGIÃO DE BATEIAS-CAMPO LARGO	Estado: PARANÁ
	Prancha nº:
	Data: 1986
Coordenador: PROF. DR. ALBERTO PIO FIGRI	Escala: 1/50.000
	Desenho:

0 500m



SECÇÃO GEOLÓGICA 1 · 1' - N03W

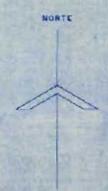
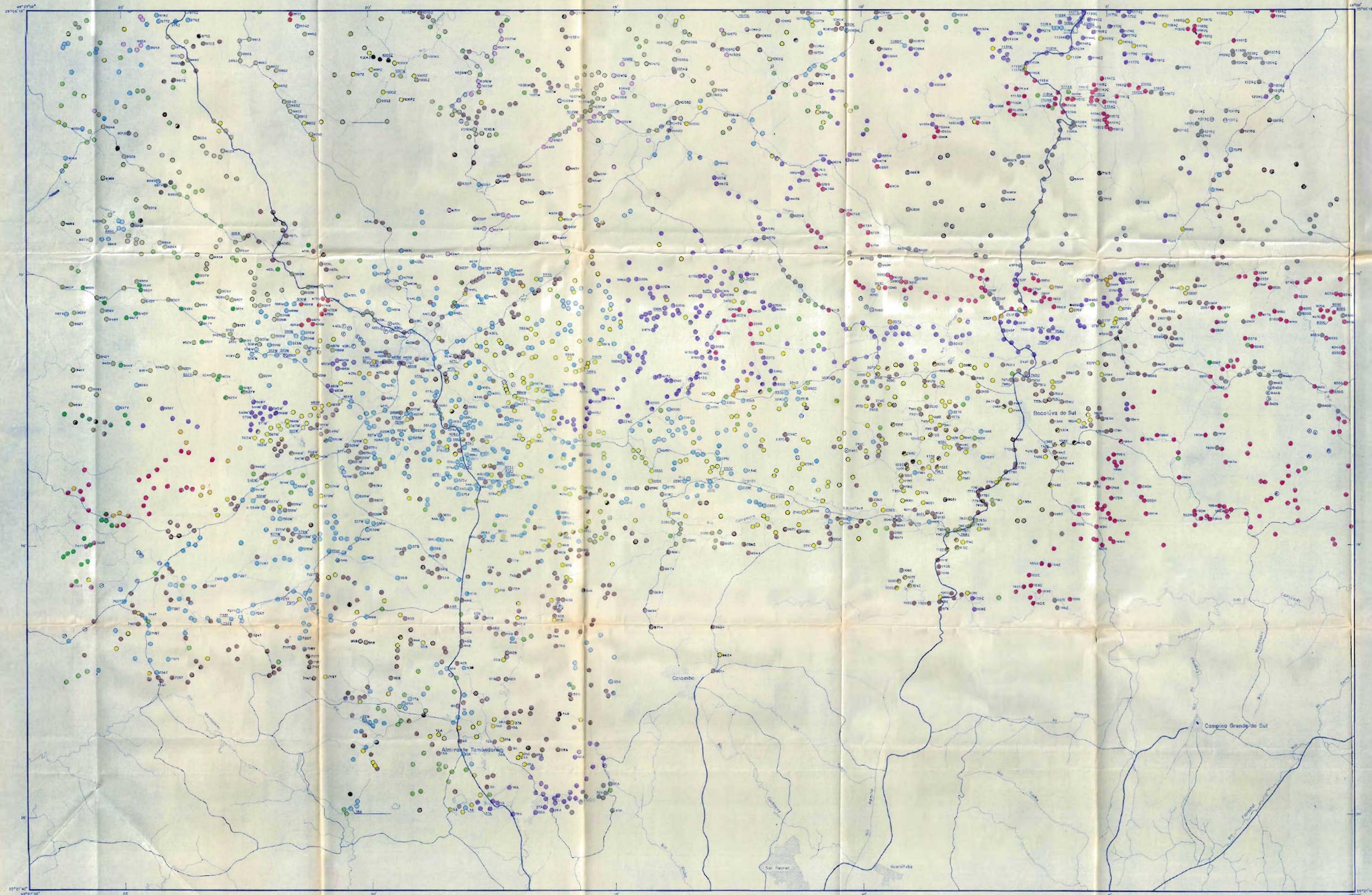
EH = 1/100.000
 EV = 1/ 40.000



SECÇÃO GEOLÓGICA 5 · 5' - N03W

EH = 1/100.000
 EV = 1/ 40.000

MAPA DE PONTOS
CONVÊNIO UFPR - MINEROPAR



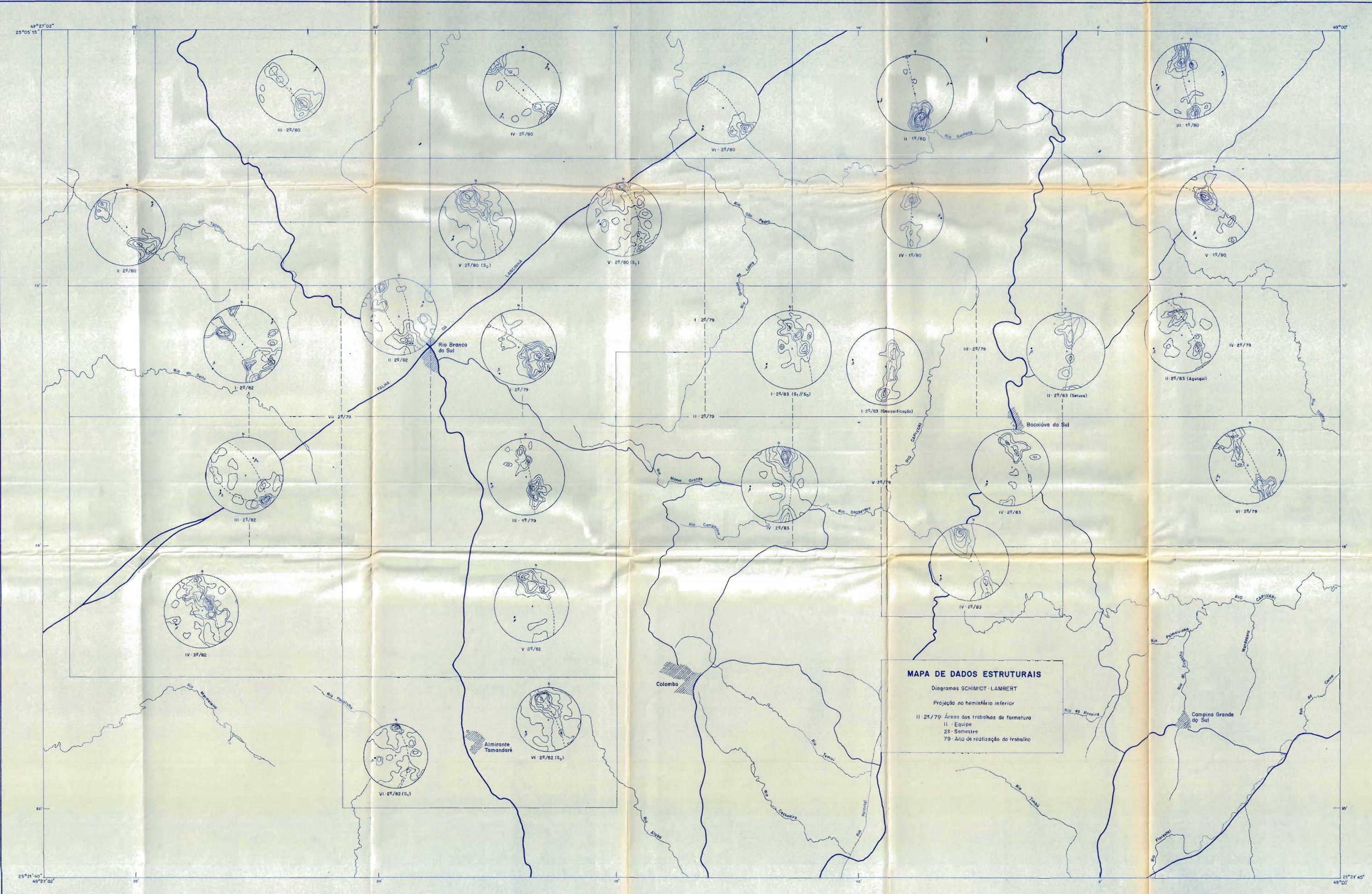
LEGENDA

- Localidade
- Estrada Primária
- Estrada Secundária
- Rio
- Lago

PONTOS

- Filito
- Metassiltito, Metariltito, Metargilito
- Mármore
- Quartzito
- Metachert
- Xisto
- Gnaise
- Migmatito
- Granito Intrusivo
- Ponto Descrito
- Ponto de Controle
- Granito Anatótico
- Hornfels
- Seqüência Ferruginosa
- Rocha Cataclástica
- Metaconglomerado
- Calcá Silicatada
- Dique Básico
- Metabaso Anfíbrito
- Metatíbrico

P.S.: Pontos obtidos das equipes de graduação do Curso de Geologia da UFPR e pelo Convênio UFPR - MINEROPAR.



MAPA DE DADOS ESTRUTURAIS
 Diagramas SCHMIDT-LAMBERT
 Projeção no hemisfério inferior
 II - 25/79 Áreas dos trabalhos de formatura
 I - Equipe
 25 - Semestre
 79 - Ano de realização do trabalho

